

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

69 GROSSRAMING

Dr. Siegmund Prey (1912–1992)
zur 100. Wiederkehr seines Geburtstags gewidmet

Von HANS EGGER & DIRK VAN HUSEN

Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN, RICHARD LEIN,
WOLFGANG A. LENHARDT, ALEXANDER LUKENEDER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT, PETER SLAPANSKY,
MICHAEL WAGREICH & GODFRID WESSELY

45 Abbildungen, 5 Tabellen, 3 Falttafeln



Wien 2011

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38

Anschriften der Verfasser

DR. ANDREAS AHL, DR. HANS EGGER, DR. MARIA HEINRICH,
MAG. THOMAS HOFMANN, DR. BEATRIX MOSHAMMER,
DR. ALBERT SCHEDL, DR. GERHARD SCHUBERT, DR. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

andreas.ahl@geologie.ac.at, hans.egger@geologie.ac.at,
maria.heinrich@geologie.ac.at, thomas.hofmann@geologie.ac.at,
beatrix.moshammer@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at,
gerhard.schubert@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at

PROF. DR. RICHARD LEIN, PROF. DR. MICHAEL WAGREICH
Universität Wien
Erdwissenschaftliches Zentrum
Department für Geodynamik und Sedimentologie
A 1090 Wien, Althanstraße 14
michael.wagreich@univie.ac.at
richard.lein@univie.ac.at

AO. UNIV.-PROF. DR. DIRK VAN HUSEN
A 4813 Altmünster, Simetstraße 14
dirk.van-husen@aon.at

UNIV.-DOZ. DR. WOLFGANG A. LENHARDT
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Abteilung Geophysik
A 1190 Wien, Hohe Warte 38
wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at

DR. ALEXANDER LUKENEDER
Naturhistorisches Museum
A 1070 Wien, Burgring 7
alexander.lukeneder@nhm-wien.ac.at

DR. RUDOLF PAVUZA
Naturhistorisches Museum
Karst- und Höhlenkundliche Abteilung
A 1070 Wien, Museumsplatz 1/10
rudolf.pavuza@nhm-wien.ac.at

DR. GODFRID WESSELY
A 1050 Wien, Siebenbrunnengasse 29
godfrid.wessely@chello.at

Alle Rechte vorbehalten
ISBN-13: 978-3-85316-060-2
Redaktion: HANS EGGER & CHRISTOPH JANDA
Satz: Peter Ableidinger
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

| | |
|--|-----|
| Vorwort | 4 |
| 1. Die Geologie des Kartenblattes Großraming im Überblick (EGGER, H. & VAN HUSEN, D.) | 5 |
| 1.1. Morphologie, Stratigraphie und Paläogeographie | 5 |
| 1.2. Tektonische Übersicht | 10 |
| 1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten | 11 |
| 1.3.1. Mindel | 11 |
| 1.3.2. Riß | 11 |
| 1.3.3. Würm | 13 |
| 2. Erforschungsgeschichte (EGGER, H. & VAN HUSEN, D.) | 16 |
| 3. Erläuterungen zur Kartenlegende (EGGER, H., VAN HUSEN, D., WAGREICH, M., LEIN, R. & LUKENEDER, A.) | 19 |
| 3.1. Nördliche Kalkalpen | 19 |
| 3.2. Rhenodanubische Flyschzone | 47 |
| 3.3. Grestener Klippenzone und Ultrahelvetikum i.A | 56 |
| 3.4. Quartär | 62 |
| 4. Seismotektonik (LENHARDT, W.) | 73 |
| 5. Geophysik (AHL, A. & SLAPANSKY, P.) | 75 |
| 5.1. Aeromagnetik | 75 |
| 5.1.1. Magnetische Suszeptibilität | 78 |
| 5.2. Gravimetrie | 78 |
| 5.3. Angewandte Geophysik | 82 |
| 6. Mineralische Rohstoffe (HEINRICH, M., MOSHAMMER, B. & SCHEDL, A.) | 82 |
| 6.1. Steine, Erden und Industriemineralien | 82 |
| 6.1.1. Festgesteine | 82 |
| 6.1.2. Lockergesteine | 84 |
| 6.2. Erze | 84 |
| 6.3. Energierohstoffe | 86 |
| 7. Kohlenwasserstoffe (WESSELY, G.) | 86 |
| 7.1. Tiefbohrungen der OMV AG | 86 |
| 7.2. Interpretation des subalpinen und alpinen Tiefbaus | 87 |
| 7.3. Öl- und Gasnachweise | 89 |
| 8. Hydrogeologie (SCHUBERT, G.) | 91 |
| 8.1. Bemerkungen zur Datenlage | 91 |
| 8.2. Unterirdische Abflussverhältnisse | 93 |
| 8.3. Wasserversorgung | 96 |
| 9. Höhlen (PAVUZA, R.) | 96 |
| 10. Geologische Naturdenkmale (HOFMANN, Th.) | 98 |
| 11. Exkursionsvorschläge (EGGER, H. & WAGREICH, M.) | 100 |
| 11.1. Knappenweg Pechgraben – Großraming | 100 |
| 11.2. Rhenodanubische Gruppe im Ahornleitengraben (Pechgraben, Großraming) | 101 |
| 11.3. Gosau-Gruppe und Branderfleck-Formation des Weißwassergebietes.. | 101 |
| 12. Literatur | 102 |
| 13. Falttafeln | 119 |

Vorwort

Die im Jahr 1986 an der Universität Salzburg abgeschlossenen, von GÜNTHER FRASL und GOTTFRIED TICHY betreuten Dissertationskartierungen von RAINER BRAUNSTINGL und HANS EGGER decken etwa ein Drittel des Kartenblatts Großbraming ab. In der Folge entschloss sich die Geologische Bundesanstalt daher dieses Kartenblatt in ihr Programm aufzunehmen. Die Bearbeitung des Quartäranteiles wurde von DIRK VAN HUSEN übernommen und rasch beendet. Die Redaktion des Kartenblattes wurde PETER FAUPL von der Universität Wien übertragen, der in den Folgejahren mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen vergab, die sich vor allem mit der Fazies der Jura- und Kreideablagerungen auf Blatt Großbraming beschäftigten. Im Jahr 1997 wurde HANS EGGER mit der Fertigstellung der flächigen Kartierung und der Endredaktion des Kartenblatts betraut, das schließlich im Jahr 1999 gedruckt wurde.

Unser Dank gilt allen Mitarbeitern, die im Gelände, in den Labors, in der Abteilung für Kartographie und der ADV-Abteilung zur Fertigstellung des Kartenblattes Großbraming und den jetzt vorliegenden Erläuterungen beigetragen haben. Für die Anfertigung der Grafiken bedanken wir uns besonders bei MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER und MARKUS KOGLER, für die kritische Durchsicht des Manuskripts bei DIDO MASSIMO und Dr. IRENE ZORN. Für Fossilbestimmungen bedanken wir uns herzlich bei Dr. LEOPOLD KRYSTYN, Dr. GERHARD MANDL, Dr. OLGA PIROS, Dr. GOTTFRIED TICHY, Dr. MILOS SIBLIK und erinnern uns in Dankbarkeit an den verstorbenen Dr. KONRAD WEIDICH, der viele Foraminiferenproben aus der Tannheim- und der Losenstein-Formation für uns bestimmte.

HANS EGGER, DIRK VAN HUSEN
September 2011

1. Die Geologie des Kartenblattes Großraming im Überblick

(EGGER, H. & VAN HUSEN, D.)

1.1. Morphologie, Stratigraphie und Paläogeographie

Der Großteil der Fläche des Kartenblattes Großraming wird von Gesteinen des Deckenkomplexes der **Nördlichen Kalkalpen** aufgebaut, deren höchster Punkt der 1902 m hohe Gamsplan im Sengsengebirge ist (Abb. 1). Die Wände und Gipfel dieses Gebirgszuges werden von mitteltriassischem Wettersteinkalk aufgebaut. Dieses Gestein wird von geringmächtigen terrestrischen Sandsteinen und Tonsteinen der Lunz-Formation überlagert, die im Bereich der Haselschlucht Pflanzenfossilien führen. Das Auftauchen der Wettersteinkalkplattform über den Meeresspiegel im Karnium wird auch durch die Verkarstung der Kalkoberfläche belegt. In den Karsthohlräumen kam es zum Absatz von limonitischen Eisenerzen, die nördlich der Enns, am Arzberg bei Reichraming, auch abgebaut wurden.

Über der Lunz-Formation folgt die Opponitz-Formation, die einem seichtmarinen Ablagerungsraum entstammt. Die morphologisch auffälligsten Gesteine daraus sind Rauhwacken (kalkig zementierte Breccien mit zellig auswitternden Dolomitkomponenten), die mehrere Meter hohe Felsen (z.B. den „Sauzahn“ – s. Abb. 2) oder, vor allem die Nordgrenze der Nördlichen Kalkalpen markierend, Wände bilden können (s. Abb. 9). Zahlreiche Funde von Artefakten der Mondsee-Kultur belegen, dass diese geologischen Strukturen (vor allem die Langensteinerwand, die Prücklmauer und die Rebsteinmauer in der Umgebung des Dorfes Laussa) von der späten Jungsteinzeit (Kupferzeit) bis in die mittlere Bronzezeit, also etwa von 3000 v. Chr. bis 1500 v. Chr., die ersten begehrten Siedlungsplätze im Bereich nördlich des Ennstals waren (S. RUTTKAY, 1981).



Abb. 1.
Blick vom Südhang des Trämpl auf den Nordabfall des Sengsengebirges.



Abb. 2.
Das Naturdenkmal Sauzahn (Opponitzer Rauhwacke) 2 km südöstlich von Laussa.

Das flächenmäßig am weitesten verbreitete Gestein auf Kartenblatt Großraming ist der obertriassische Hauptdolomit (Abb. 3), dessen Mächtigkeit von Norden nach Süden kontinuierlich zunimmt. Auch dabei handelt es sich um flach-marine Ablagerungen, die aus dem Gezeitenbereich und dem angrenzenden flachen Schelf stammen. Nach der Ablagerung des Hauptdolomits führten tektonische Prozesse im Zusammenhang mit der Öffnung des Penninischen Beckens zu einer stärkeren topographischen Gliederung des Ablagerungsraums. Durch die Bildung dieses ozeanischen Beckens wurde die Adriatische Platte, aus deren Gebiet die heutigen Kalkalpen stammen, von der Europäischen Platte getrennt. Der Hauptdolomit wird manchmal von obertriassischen fossilreichen Schelfkarbonaten der Kössen-Formation überlagert, manchmal direkt von unterjurassischen Echinodermenspatkalken. Die starke kleinräumige Gliederung dieses Meeresgebiets kommt im gesamten Jura durch vielfältige Faziesausbildungen („Bunte Jurakalke“) zum Ausdruck. Die Jura- und Kreidegesteine sind vor allem im Bereich von Synklinalen, wie z.B. der Ebenforstsynklinale (Abb. 4 und Abb. 17), erhalten geblieben.

In der Unterkreide wurden die hellen Mergelkalke der Schrambach-Formation abgelagert, die nach Süden zu mit den siliziklastischen Gesteinen der Roßfeld-Formation verzahnen. Nur im Norden wurden über der Schrambach-Formation die Tannheim- und die Losenstein-Formation abgelagert. Die Typlokalität Letzterer liegt auf Blatt Großraming, im Stiedelsbachgraben östlich der Ortschaft Losenstein. Dort dauerte die Sedimentation bis in das späte Albium hinein an. Zu dieser Zeit wurden Großschollen (Olisthoplaka) aus dem hochbajuvarischen Faziesraum in den Ablagerungsraum der Losenstein-Formation einsedimentiert, bevor die hochbajuvarische Reichraminger Decke die tiefbajuvarische Ternberger Decke zur Gänze überschob.



Abb. 3.
Steilstehender Hauptdolomit im Tal des Schwarzen Bachs im Reichraminger Hintergebirge.

Die mehrphasige Deformationsgeschichte dieser eoalpinen Orogenese dauerte zumindest bis ins Turonium hinein an. Die aus dieser Zeit stammende Brandelfleck-Formation, die auf Blatt Großraming zum ersten Mal in den östlichen Kalkalpen nachgewiesen wurde, liegt mit einer Erosionsdiskordanz unter der Gosau-Gruppe, deren Vorkommen auf die Reichraminger Decke und die tirolische Staufen-Höllengebirgs-Decke beschränkt sind.

Die Gosau-Ablagerungen liegen auf einem Erosionsrelief, dessen Senken und Hohlräume z.T. mit Bauxit ausgefüllt sind. Dieses Aluminiumerz wurde bis 1964 auch bergmännisch abgebaut. Die Gosau-Schichtfolge reicht vom höheren Turonium bis ins Maastrichtium (Paleozän ist nicht sicher nachgewiesen). Mehrere Typlokalitäten von Formationen der Gosau-Gruppe (Weißwasser-Formation, Hieselberg-Formation, Brunnbach-Formation) liegen auf Blatt Großraming.

Im Norden grenzen die Nördlichen Kalkalpen an die **Flyschzone**, deren höchste Erhebung der 1000 m hohe Spadenberg ist (Abb. 5). Die Flyschzone besteht aus zwei Deckenkomplexen: der Rhenodanubischen Flyschzone und dem Ultrahelvetikum. Die Schichtfolge der Rhenodanubischen Flyschzone wird zur Rhenodanubischen Gruppe zusammengefasst und besteht lithologisch aus Sandsteinen und Siltsteinen mit unterschiedlichen Karbonatgehalten und tonreichen Sedimentgesteinen mit ebenfalls stark schwankenden Karbonatanteilen (Tonsteine bis Kalkmergel). Genetisch gesehen, wird der überwiegende Anteil der Rhenodanubischen Gruppe aus Turbiditen aufgebaut, also aus umgelagerten Sedimenten, die von Trübeströmen in die Tiefsee transportiert wurden. Die Rhenodanubische Gruppe wurde über einen Zeitraum von mehr als 70 Millionen Jahren, vom Barremium bis ins Ypresium, abgelagert. Während dieser langen Zeit lag der Boden des Ablage-



Abb. 4.

Blick vom Trämpl nach Westen zur Rotwagmauer und zum Rotgsol. Die Namen deuten bereits auf die dort anstehenden bunten (oft roten) Juragesteine hin. Der weiß anwitternde Kalk im Vordergrund gehört zum „Oberrhätalk“, der den Trämpl-Gipfel aufbaut (s.a. Abb. 14)

rungsraumes unter der Kalzitkompensationstiefe, was auf Wassertiefen von mindestens 3000 m schließen lässt. Paläogeographisch kann die Rhenodanubische Flyschzone aus dem Penninischen Becken hergeleitet werden, das vom Jura bis in das Paläogen die Europäische und die Adriatische Lithosphärenplatte trennte (Abb. 6).

Die mächtigste Formation (bis 1500 m) der Rhenodanubischen Gruppe auf Blatt Großraming ist die Altlenzbach-Formation. Dementsprechend werden von ihr auch die größten Flächen in der Rhenodanubischen Flyschzone aufgebaut. Die Typlokalität dieser Einheit liegt im östlichsten Teil des Kartenblatts Großraming und zwar im Gebiet des Ahornleitengrabens. Etwas südlich davon tritt im Bereich des zur Gemeinde Großraming gehörenden Pechgrabens die ultrahelvetische Grestener Klippenzone zwischen der Rhenodanubischen Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen zu Tage. Diese Gesteine wurden ursprünglich am Kontinentalabhang der Europäischen Platte abgelagert.

Der Begriff „Klippen“ bezieht sich hier auf morphologisch hervortretende Härtlingsrippen, die vor allem von jurassischen Sandsteinen und Kalken („Klippenkerne“) gebildet werden. Nach PREY (1950) sollen darauf mit sedimentärem Kontakt die weichen Pelitgesteine der Buntmergelserie („Klippenhülle“) liegen, die einen stratigraphischen Umfang vom oberen Albium bis ins Eozän haben. Auf Blatt Großraming wurde nirgends ein ungestörter stratigraphischer Kontakt der Buntmergelserie zu älteren Gesteinen beobachtet. Die jüngste auf dem Kartenblatt genommene Buntmergelprobe stammte aus dem Mitteleozän (Lutetium, Nannoplanktonzone NP15). Im Paläogen der Buntmergelserie treten an verschiedenen Stellen sedimentäre Konglomerate und eingesedimentierte Großkomponenten auf. Das bekannteste dieser



Abb. 5.

Blick vom Willeitenberg nach Südosten auf den Spadenberg (am linken Bildrand). Der steile Nordhang des Höhenzuges wird von den relativ harten Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe („Zementmergelserie“) gebildet, die hier die Alt Lengbach-Formation überschieben.

Vorkommen ist der Granodiorit des Leopold-von-BUCH-Denkmal im Pechgraben. Von diesem ungewöhnlichen Auftreten eines granitischen Gesteins inmitten von Sedimentgesteinen wurden früh Naturwissenschaftler angezogen. Die geowissenschaftliche Erforschung des Kartenblattes nahm hier ihren Ausgang, zusätzlich inspiriert durch die dort vorkommenden, damals wirtschaftlich interessanten Kohlevorkommen der unterjurassischen Gresten-Formation, die zwischen 1832 und 1882 abgebaut wurden (PREY, 1945; PETRASCHKE, 1926; STERNBACH, 1865).

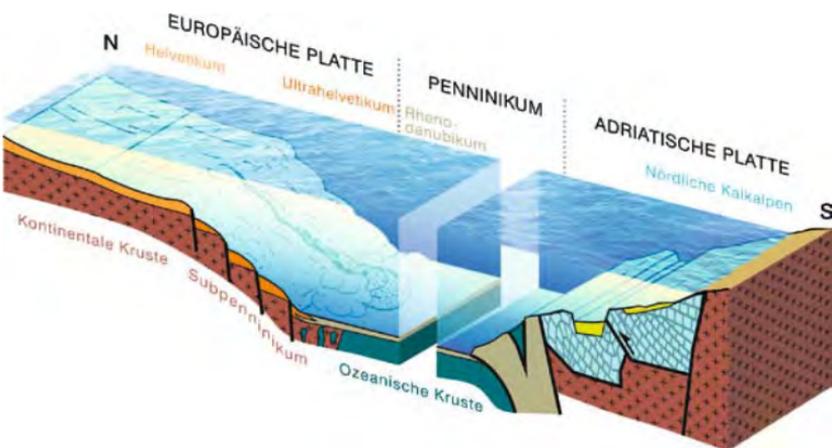


Abb. 6.

Paläogeographische Rekonstruktion der Ablagerungsräume in der späten Kreide.

1.2. Tektonische Übersicht

Die tektonischen Einheiten auf Kartenblatt Großraming (s. Beil. 1) gehören von Süden nach Norden zum Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen), zum Penninikum (Rhenodanubische Flyschzone) und zum Ultrahelvetikum (Grestener Klippenzone). Die Bewegungen an den nordvergenten Überschiebungsflächen, die diese Einheiten trennen, waren zwischen dem späten Eozän und dem frühen Miozän aktiv.

Die internen nordvergenten Überschiebungen und Deformationsstrukturen der Nördlichen Kalkalpen wurden etwa an der Wende von der frühen zur späten Kreide (Albium–Cenomanium) angelegt, da sie von den Gesteinen der Gosau-Gruppe diskordant überlagert werden, deren älteste Anteile aus dem Turonium stammen. Die markanteste Querstruktur der Nördlichen Kalkalpen, die Weyerer Bögen, ist dagegen erst nachgosauisch entstanden, da die Bogenstruktur die Gosau-Gruppe westwärtig überschoben hat.

Am Aufbau der Nördlichen Kalkalpen sind bajuvarische und tirolische Decken beteiligt. Das Tiefbajuvarikum (TB) der Weyerer Bögen wird als Frankenfesler Decke bezeichnet, das Hochbajuvarikum (HB) als Lunzer Decke. Westlich der Weyerer Bögen hat sich für das TB die Bezeichnung Ternberger Decke eingebürgert, für das HB der Name Reichraminger Decke. Die Hauptüberschiebung des HB streicht obertags an der Mollner Linie aus (Taf. 1 und Abb. 42). Allerdings liegen nördlich davon noch Schuppen in hochbajuvarischer Fazies, sodass der Nordrand des HB unmittelbar südlich der Losenstein- und Tannheim-Formation der Losensteiner Mulde angenommen werden kann. Am äußersten Nordrand der Kalkalpen tritt als liegendstes Element der Kalkalpen noch das Nordrandelement (EGGER, 1986) auf, das der Kieselkalkzone im Wienerwald entspricht. Diese Einheit tritt auch innerhalb der Ternberger Decke im Sauzahnbauernfenster südlich von Laussa auf.

Der interne Bau der Rhenodanubischen Flyschzone ist durch einen dachziegelartig nach Süden einfallenden Schuppenbau bestimmt. Fünf große Schuppen wurden von Norden nach Süden von BRAUNSTINGL (1986 und 1988) bzw. EGGER (1986 und 1988) als Loidl-Schuppe, Schädlnbach-Schuppe, Höllbach-Schuppe, Knollerberg-Schuppe und Spadenberg-Schuppe bezeichnet. Zwischen der Loidl-Schuppe und der Schädlnbach-Schuppe konnte BRAUNSTINGL (1988) an mehreren Stellen ultrahelvetische Schürflinge mit Buntmergelserie nachweisen. Das östlichste dieser Vorkommen (Hochhub-Fenster) liegt auf Blatt Großraming.

Im Gebiet des Spadenbergs ist deutlich zu sehen, dass die Spadenberg-Schuppe auf einer tektonischen Rampe der Knollerberg-Schuppe liegt. Der Schuppenbau ist durch spätere Bruchtektonik zerlegt worden. Markant sind dabei vor allem NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen. Die größte dieser dextralen Störungen verläuft in etwa parallel dem Ramingbach (Ramingbach-Störung) und bewirkt am benachbarten Blatt Waidhofen einen Versatz des Südrandes der Rhenodanubischen Flyschzone von etwa 5 km (EGGER in SCHNABEL et al., 2002). Gegen Westen werden die dextralen Störungen von NE-SW-streichenden sinistralen Störungen des ISAM-Blattverschiebungssystems (EGGER, 1997; EGGER in SCHNABEL et al., 2002) abgeschnitten, die im Nordwestteil des Kartenblatts Großraming, im Bereich beiderseits des Ennstals, auftreten.

Aus dem Bereich der Klippenzone berichtet WIDDER (1988a) von mehreren Überschiebungseinheiten (Pechgraben-Decke, Maria-Neustift-Schuppe, Arthofberg-Schuppe und Höhenberg-Schuppe), deren kartierungsmäßige Abgrenzung aber größtenteils problematisch ist.

1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten

1.3.1. Mindel

Spuren der älteren Eiszeiten sind im Bereich des Kartenblattes kaum erhalten. Einzig die Terrassenkörper der Jüngeren Deckenschotter entlang der Enns sind Reste der Mindeleiszeit. Sie liegen durchwegs einem Grundgebirgssockel auf, der über dem Oberflächenniveau der Hochterrasse liegt (VAN HUSEN, 1971). Reste dieses Felssockels sind entlang der Enns auch nach Süden bis zum Gesäuse zu finden (SPAUN, 1964) und erlauben die Rekonstruktion eines breiten Talbodens entlang des Flusses, von dem auch Reste oberhalb des Gesäuses bei Gröbming erhalten sind (VAN HUSEN, 1968). Dabei handelt es sich sehr wahrscheinlich um den präglazialen Talboden, der durch die ersten Vereisungen aber endgültig nach der Mindeleiszeit zerstört wurde.

Die in ihrer Ausbildung, Konglomerierung und Verwitterung typischen Reste der Jüngeren Deckenschotter sind ab Großraming ennsabwärts zu finden, haben somit offensichtlich die gleiche Verbreitung wie die Hochterrasse der Rißeiszeit. Dementsprechend ist anzunehmen, dass der Gletscher der Mindeleiszeit eine ähnliche Ausdehnung wie der des Riß hatte. Das steht auch in guter Übereinstimmung mit der Gletscherentwicklung im Steyr- und Kremstal (VAN HUSEN, 1975; KOHL, 2000; VAN HUSEN & REITNER, 2011).

1.3.2. Riß

Wesentlich deutlicher ist die Ausbreitung der Eisströme im Ennstal und im übrigen Bereich des Kartenblattes bis zur Krumpfen Steyrling im Westen zu rekonstruieren.

Der Ennsgletscher erstreckte sich in seiner größten Ausdehnung bis in die Talweitung bei Großraming. Dabei stand der Eisstrom im engen Ennstal südlich von Weyer noch in Kontakt mit den Lokalgletschern aus den ostorientierten Karen des markanten Bergrückens vom Burgspitz bis Bodenweis. Hier belegt z.B. grobes



Abb. 7. Epigenetischer Durchbruch der Enns bei Breitenfurt (1: Felsauftragung nördlich der Enns).

Blockwerk auf dem Rücken südlich des Zwieselbaches einen Gletscherkörper bis mindestens 800 m Höhe, der letztlich den Hammergraben erfüllte und einen nicht unerheblichen Eiszufluss des Ennsgletschers darstellte. Der letzte Zufluss erfolgte dann aus den NE-orientierten Karen unterhalb von Almkogel und Burgspitz über die steilen Gräben Richtung Kūpferrn. Die übermäßig kräftige Vergletscherung dieser Kare ist darin begründet, dass sich im Lee des bis knapp 1500 m aufragenden Kammes bei den vorherrschenden Westwinden große Schneemassen (Wechtenbildung) ansammelten, die eine übermäßige Dotation des Nährgebietes durch Lawinen sicherstellten. Dieser Mechanismus führte auch in der Würmeiszeit zur Ausbildung der großen Gletscher, z.B. entlang des Arz- und Zwieselbaches und der anderen Täler (Taf. 2).

Der Ennsgletscher erfüllte die Talweitung bei Großbraming zur Gänze und drang auch in den Mündungsbereich des Neustiftgrabens vor. Hier zeigen der kleine Wall beim Großortbauer und der anschließende bis zum Haingraben erhaltene Staukörper die größte Ausdehnung des Eises und den Rückstau des Neustiftbaches an. Danach schrumpfte die Eiszunge etwas und stabilisierte sich am Ausgang des Neustiftgrabens, wo an ihrem Rand der deutliche Moränenwall beim Ödtbauer gebildet wurde. Wie die Bändertone im Liegenden der Schotter nördlich des Walls zeigen, bestand auch damals noch ein deutlicher Rückstau im Neustiftbach. Der Abfluss erfolgte während beider Gletscherstände immer entlang des orographisch rechten Talhanges, wobei hier ein epigenetischer Einschnitt im Hauptdolomit und den Jurakalken entstand, da ja das primäre Tal auf der Linie Großbachbauer–Großortbauer–Ödtbauer blockiert war. Erst als der Einschnitt ausreichend tief war, entwickelte sich auch hier die Hochterrasse. Weiter südlich wurde sie in den unmittelbaren Mündungsbereichen des Lumpelgrabens und des Neustiftbaches aufgeschüttet. Diese Kiese wurden noch im Niveau der Hochterrasse aber bereits beim beginnenden Zerfall der Zunge des Ennsgletschers abgelagert, da während der Akkumulation die Abflussverhältnisse noch nicht frei waren. Darauf weisen Bändertone und Deltaschichtung der Sande und Kiese in den liegenden Anteilen der Terrassenkörper hin.

Wie weit der Ennsgletscher während dieser beiden Stände in den Pechgraben und im Süden in den Lumpelgraben vordrang, ist ebenso unbekannt wie die exakte Ausdehnung ennsabwärts. Das Gletscherende wird wohl zwischen Wachtbauer und dem heutigen KW Großbraming gelegen haben, da hier die Hochterrasse dann ansetzt und ennsabwärts ungestört zu verfolgen ist. Die in den groben Kiesen bis Arzberg immer wieder auftretenden großen aber bereits etwas gerundeten Blöcke weisen auf einen kurzen Flusstransport von einem nicht allzu fernen Gletscherende hin. Die Schüttung der Hochterrasse ist dann als breite Talfüllung ennsabwärts bis zur Mündung in die Donau erfolgt. Von den Terrassenkörpern in den größeren Nebentälern ist nur ein Rest bei Reichbraming erhalten geblieben.

Bei der mit Übergang zur Eemwarmzeit unmittelbar mit Ende der Rißeiszeit einsetzenden Zerschneidung sind dann epigenetische Talstrecken entstanden, wo der Fluss bei der Erosion die alte Talrinne nicht wieder fand und in den praequartären Untergrund einschneiden musste. Die spektakulärste Stelle stellt die Situation bei Breitenfurt an der Mündung des Wendbaches dar (Abb. 7).

Die ausgedehnte Vergletscherung in der Rißeiszeit betraf im Bereich des Kartenblattes nicht nur das Ennstal, sondern auch das Tal des Großen Baches und der Krumpfen Steyr. Die Vergletscherung im Becken von Windischgarsten und an der Nordseite der Haller Mauern war so stark, dass das Gebiet um den Hengstpass völlig von Eis bedeckt wurde. Von hier flossen die Eismassen einerseits über das Laussabachtal zum Ennstal, andererseits aber auch über die nied-

rigeren Sättel des Reichraminger Hintergebirges nach Norden ab. Diese Flussrichtung wurde wohl auch dadurch erzwungen, dass der Eisabfluss aus dem Becken von Windischgarsten durch die mächtigen Gletscher aus den Karen des Toten Gebirges im Stodertal behindert wurde und der Rückstau so zu einer übermäßigen Füllung des Beckens führte.

Die Abflussrichtung der Eismassen über Haslersgatter – Ahornsattel wird auch durch die Kristallingeschiebe in den Moränen um Jaidhaus oder den erratischen Glimmerschieferblock im Graselalmgraben und bei der „Großen Klause“ (EHRlich, 1854) belegt. Hier kamen offensichtlich Eismassen, die aus dem Ennstal über den Pyrhnpass ins Windischgarstener Becken übergetreten sind, nach Norden zum Abfluss, da ihnen der Weg nach NW ins Teichel- und Steyrtal verwehrt war.

Während der Gletscherstrom im Tal der Krumpfen Steyrling, verstärkt durch Eismassen aus dem Sengengebirge, ein Teil des gesamten Steyrgletschers (VAN HUSEN, 1975) wurde, endete der Gletscher im Tal des Großen Baches ohne nennenswerten Zufluss noch in dem schluchtartig engen Tal. Der einzige Hinweis auf die Mächtigkeit dieser Gletscherzunge gibt der Staukörper im Rabenbach, der auf eine Eismächtigkeit von 200–250 m hinweist. Von hier wird die Gletscherzunge noch bis in den Bereich zwischen Wasserboden und der Mündung des „Wilden Grabens“ gereicht haben.

Der Grund für den übermäßig großen Unterschied in der Ausdehnung der Gletscher zwischen der Riß- und der Würmeiszeit ist in den topographischen Verhältnissen um das Gesäuse zu suchen (VAN HUSEN, 2000; VAN HUSEN & REITNER, 2011). Unter den klimatischen Verhältnissen und der entsprechenden Schneegrenze (PENCK & BRÜCKNER, 1909; LICHTENECKER, 1938) der Würmeiszeit erfüllte der Ennstgletscher das Becken von Admont und reichte bis zur Buchau am Übergang nach St. Gallen. Dabei floss auch etwas Eis über den Pyrhnpass nach Windischgarsten ab (VAN HUSEN, 1968; EICHER, 1979). Durch eine deutlichere Klimaverschlechterung während des Rißglazials und eine dementsprechend um ca. 150 m tiefer anzusetzende Schneegrenze wuchsen Lokal- sowie Ferngletscher etwas stärker an. Dadurch wurde dem Ennstgletscher der Eintritt ins Gesäuse durch dessen Gletscher erschwert, wodurch die Eisoberfläche westlich davon angehoben wurde und vollflächig ins Niveau des Nährgebietes kam. Dadurch floss auch mehr Eis über die Buchau und den Pyrhnpass ab. Im Becken Windischgarsten kam es durch die Gletscher im Stodertal zum gleichen Effekt, wodurch eine vollständige Füllung des Beckens bis zu einer Höhe eintrat, die einen Eisabfluss nach Norden und Osten zum Ennstal ermöglichte. Hier reichte der Eisstrom dann, vereinigt mit dem über die Buchau, bis über Weyer hinaus.

1.3.3. Würm

Während der letzten Eiszeit war das Gebiet des Kartenblattes nur von kleinen Lokalgletschern auf den höchsten Erhebungen geprägt. So entwickelten sich in den nordorientierten Karen des Sengengebirges Gletscher, die sich im Tal des Blößenbaches zu einer Gletscherzunge vereinigten, die sich wahrscheinlich bis in den Raum der Lettneralm erstreckte, aber keine Endmoränen hinterlassen hat.

Ausgedehnte Gletscher entwickelten sich wieder in den ostschauenden Karen des an sich recht niedrigen Kammes nördlich und südlich des Almkogels. Hier hat, wie schon zur Rißeiszeit, die durch die Westwinde bedingte Wechtenbildung und die dadurch häufigen Lawinenabgänge zu starker Schneeakkumulation in den tiefliegenden Karböden geführt. Dadurch entstanden die großen, bis tief herab reichenden Gletscherzungen im Arzbach bis ca. 800 m und im Zwieselbach bis ca. 700 m. Auf den übrigen, in Höhen von ca. 1200–1400 m aufragenden Bergen

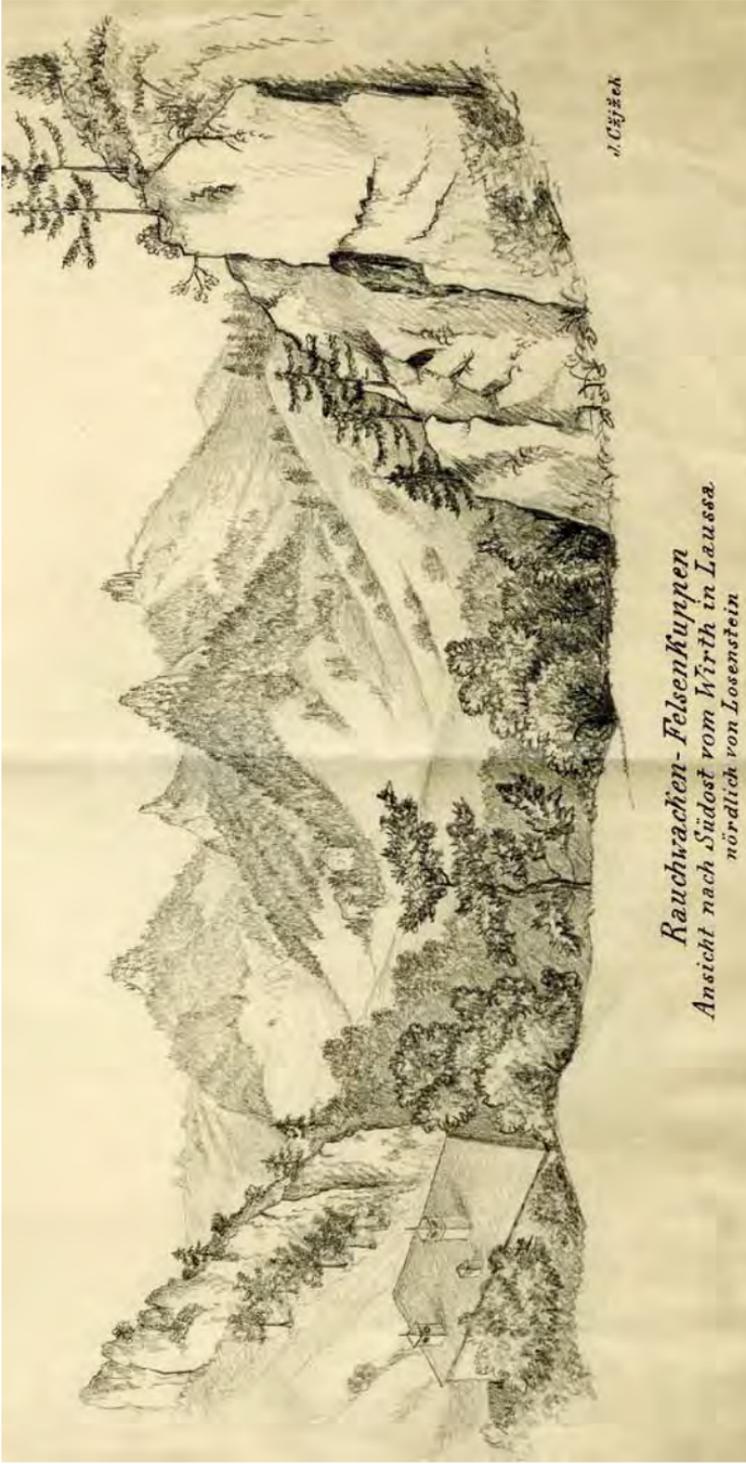


Abb. 8.

Die Opponitzer Rauchwachen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen bei Laussa.

Bleistiftzeichnung von Johann Baptist Czjzek (1806-1855) im Zuge der geologischen Landesaufnahme im Sommer 1852 (Archiv. Geol. B.-A.).



Abb. 9.

Die Opponitzer Rauhwacken am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen bei Laussa im Jahr 2007 (Foto: Monika Brüggemann-Leddolter).



Abb. 10.

Der heutige Zustand des BUCH-Denkmal im Pechgraben ca. 4 km nördlich vom Ort Großraming.

kam es wahrscheinlich in Karmulden zur Ausbildung kleinerer Gletscherkörper. Außer der karartigen Überformung der Mulden unterhalb der Gipfel sind aber keine Hinweise oder Spuren in Form von Moränen erhalten geblieben, die über die Ausdehnung dieser Gletscher oder Eisfelder Aussagen zuließen.

Im Ennstal wurde im Würmhochglazial die Niederterrasse sedimentiert, die von der Waag in Hiefalau nahezu ununterbrochen bis an die Mündung in die Donau zu verfolgen ist. Zu dieser Zeit entwickelten sich auch Niederterrassenkörper in den großen Nebentälern und auch entlang der Krümmen Steyrling. Die Aufschüttung des Terrassenkörpers hat wohl dazu beigetragen, dass die großflächigen Rutschungen im Pralluferbereich bei Lahrndorf nach der Unterscheidung im Zuge der Erosion der Hochterrasse wieder etwas beruhigt wurden.

Die Zerschneidung des Niederterrassenkörpers unmittelbar mit Ende des Würmhochglazials formte dann den Charakter des Ennsflusses zwischen 30–50 m aufragenden Konglomeratwänden, der mit der Errichtung der Kraftwerkskette weitgehend verschwunden ist.

2. Erforschungsgeschichte

(EGGER, H. & VAN HUSEN, D.)

Den Beginn der systematischen geologischen Kartierung auf ÖK 69 stellen die Arbeiten von KUDERNATSCH (1850) und CZJZEK (1852) dar (Abb. 8). Sie fanden Eingang in die erste geologische Gesamtdarstellung des Gebiets, dem von GEYER (1911a, b) bearbeiteten Blatt Weyer. Bereits zuvor hat GEYER (1909) eine zusammenfassende Darstellung der Kalkalpen im Enns- und Ybbstal gegeben. Spätere Überblicke über die Erforschungsgeschichte von Teilen des Gebiets finden sich bei ROSENBERG (1959), GOTTSCHLING (1971), TOLLMANN (1976 und 1985) und



Abb. 11.
Das BUCH-Denkmal im Jahr seiner Widmung (aus: HAUER, F. v. & HÖRNES, M., 1858).

WIDDER (1986 und 1988a). Im vorliegenden Text werden daher nur die wesentlichsten Problemkreise in groben Zügen behandelt.

Die ersten geognostischen Untersuchungen auf ÖK 69 galten isolierten Vorkommen von Intrusivgesteinen im **Pechgrabengebiet**, die zuerst von MORLOT (1847a, b) in der Fachwelt bekannt gemacht wurden. Das größte dieser Vorkommen wurde später Leopold von BUCH als Denkmal gewidmet (HAUER & HÖRNES, 1858 – s. Abb. 10 und 11). Eine rege Diskussion entwickelte sich über die Interpretation dieser Exotikavorkommen, die entweder als sedimentäre Komponenten unterjurasischen oder eozänen Alters (z.B. MORLOT, 1847a, b; HAUER, 1858; TIETZE, 1885; SOLOMONICA, 1934), als Aufragungen des kristallinen Untergrunds (HOCHSTETTER, 1870; GEYER 1904 und 1910) oder als tektonische Schürflinge (SPITZ, 1916; LÖGTERS, 1937a, b; PREY, 1980) gedeutet wurden. Die Arbeiten von WIDDER (1986 und 1988b) erhärten die Deutung dieser Vorkommen als sedimentäre Komponenten innerhalb eozäner Buntmergelserie, allerdings macht VAN HUSEN (s. Kap. 3) darauf aufmerksam, dass das BUCH-Denkmal selbst und die vielen benachbarten Blöcke einen ehemals sehr großen heute zergleitenden Block darstellen und seine Umgebung als Rutschmasse aufzufassen sein dürfte.

Die Interpretationen des BUCH-Denkmalis beeinflussten auch die Erklärungen zur Entstehung der bedeutendsten Querstruktur der **Nördlichen Kalkalpen**, der Weyerer Bögen. GEYER (1910) ging von einer primären Anlage der meridional streichenden Fazieszonen an einer aufragenden Kristallinschwelle aus, „welche schon bei der Anlagerung der mesozoischen Sedimente für das Streichen der Uferbildungen maßgebend wurde“. Auch nach der Etablierung der Deckentektonik in den Nördlichen Kalkalpen blieb die Annahme einer Kristallinschwelle für die Deutung der Entstehung der Weyerer Bögen weiter wichtig. An diesem Hindernis sollten die sich nach Norden bewegendenden Kalkalpen zerrissen und „zurückgestaut“ worden sein (TRAUTH, 1937). Im Gegensatz zu diesen dynamischen Vorstellungen geht SPENGLER (1959) wieder von einer primären Anlage der Bogenstruk-

tur aus, die als solche dann nach Norden transportiert wurde. TOLLMANN (1964) erklärt die Querstruktur aus der Gleichzeitigkeit der Vorwärtsbewegung und der Quereinengung, „woraus sich als Resultante die eindrehende Einschleppung der vorgosauisch angelegten Faltenzüge beim nachgosauischen Vorschub ergab“. Ähnlich interpretiert POLL (1972) die Ergebnisse seiner umfassenden Gefügeuntersuchungen. Trotzdem ist auch heute noch die Ursache für die Eindrehung in diesem Bereich weitgehend unklar. Aufgrund weiterer strukturgeologischer Untersuchungen (z.B. PERESSON & DECKER, 1997; DECKER et al., 1994; LINZER et al., 1995; JANDA, 2000) lässt sich zumindest der Bildungszeitraum auf das Eozän – Miozän eingrenzen. Die Struktur muss jedenfalls jünger als die Ablagerungen der Gosau sein, da diese von der Frankenfelder/Lunzer Deckeneinheit überschoben wurde, wie inzwischen durch die Bohrung Unterlaussa (s. Kap. 7 und JANDA, 2000) eindeutig belegt ist.

Das Bajuvarikum der Nördlichen Kalkalpen wird in den Weyerer Bögen und östlich davon seit KOBER (1912) untergliedert in die tiefbajuvarische Frankenfelder Decke und die hochbajuvarische Lunzer Decke. Analog dazu hat TRAUTH (1922) im Gebiet unmittelbar westlich der Weyerer Bögen die tiefbajuvarische Ternberger Decke und die hochbajuvarische Reichraminger Decke unterschieden. Als Nordgrenze des Hochbajuvarikums sah TRAUTH die von GEYER (1909) entdeckte Mollner Linie an. Bereits SPENGLER (1951) vermutete diese Deckengrenze weiter im Norden und zwar sollen die etwas südlich der Losensteiner Kreideablagerungen gelegenen Triasgesteine des Gaisberges, des Hohen Dirn, des Schwarzkogels und des Schiefersteingebietes diese Grenze markieren. Da BAUER (1953) die seit KOBER (1923) angenommene Deckschollennatur der Gaisbergmasse widerlegen konnte, sah SPENGLER später (1959) keinen Grund mehr für die Annahme einer großen Überschiebung zwischen Hoch- und Tiefbajuvarikum. Er interpretiert den Gaisberg stattdessen als steil aus der Tiefe aufsteigende Schuppe. TOLLMANN hingegen (1964 und 1985) vermutete die Deckengrenze weiterhin im Bereich der Dirn- und Gaisbergantiklinale. BRAUNSTINGL (1985) und EGGER (1985 und 1988) rechnen eine stark verschuppte Jura-Kreideabfolge (Hirschwaldstein-Schuppe) nördlich der Triasablagerungen noch zum Hochbajuvarikum.

Bis zu den Arbeiten von BRAUNSTINGL (1986) und EGGER (1986 und 1987) waren der tektonische Bau und die stratigraphische Gliederung der **Rhenodanubischen Flyschzone** auf Blatt Großraming unbekannt. Erst durch diese Arbeiten konnte die komplizierte Schuppen- und Bruchtektonik dieses Gebietes entschlüsselt werden. Später (EGGER, 1995) wurde hier auch das Typprofil der Aitlengbach-Formation definiert.

Bei der Erforschung des **Quartärs** in den Tälern der Enns und Steyr wurde immer auch das Kerngebiet des Kartenblattes mitbehandelt. Erste, noch vage Erwähnungen der glazialen Formen und Ablagerungen stammen von CZJZEK (1852) und STUR (1855), die über erratische Blöcke und Moränenablagerungen rund um das Sengengebirge berichten. Die Beobachtung eines Glimmerschieferblockes aus dem Bereich der „Großen Klause“ von EHRlich (1854) betraf unmittelbar das Kerngebiet des Kartenblattes und belegte erstmals den Abfluss von Eismassen aus dem Ennstal bis ins Einzugsgebiet der Reichraming. Diese Beobachtung konnte durch den Fund eines Blocks gleichen Materials weiter südlich bei den Aufnahmearbeiten von EGGER (1990) bestätigt werden.

Nach den frühen lokalen Beobachtungen erfolgte eine erste geschlossene Bearbeitung des Enns- und Steyrtales durch BÖHM v. BÖHMERSHEIM (1885), der auf den sporadischen Beobachtungen der früheren Arbeiten aufbaute. Er beschreibt

die damals erfassten Erratika und Moränenablagerungen ohne eine altersmäßige Trennung der einzelnen Ablagerungen. Über deren vertikale Verbreitung versuchte er die Mächtigkeit der Gletscher zu rekonstruieren und beschreibt auch schon die Verzweigungen des Gletschers im Steyrtal (Krumme Steyrling, Kremstal) ohne aber deren Längenerstreckung erfassen zu können.

Erst bei den Arbeiten von PENCK & BRÜCKNER (1909) wurde die Endmoränen-situation bei Großraming als das Ende des rißzeitlichen Ennsgletschers erkannt. Schon wesentlich genauer konnten sie auch die würmzeitliche Ausdehnung der Fern- und Lokalgletscher erfassen, wodurch erstmals der große Ausbreitungs-unterschied der Vereisungen der beiden jüngsten Eiszeiten dokumentiert wurde.

Diese damals noch grobe Erfassung des glazialen Geschehens wurde später in mehreren Arbeiten durch Detailbeobachtungen ergänzt und verfeinert, wobei aber keine Änderung der generellen Bilder der Gletscherströme mehr gewonnen wurde.

So gab ZEITLINGER (1954) ein genaues Bild der rißzeitlichen Ablagerungen im Tal der Krumpfen Steyr (Jaidhaus) und belegte den Abfluss von Eismassen des Ennsgletschers aus dem Becken von Windischgarsten über das Haslersgatter. Eine Beschreibung der quartären Entwicklung des gesamten Steyrtales und seiner Nebentäler wurde von VAN HUSEN (1975) veröffentlicht. Eine Beschreibung der Terrassen entlang der Enns von Großraming bis Rosenau findet sich in VAN HUSEN (1971).

Eine detaillierte Beschreibung der würmzeitlichen Verhältnisse im Becken von Windischgarsten erfolgte durch EICHER (1979).

3. Erläuterungen zur Kartenlegende

(EGGER, H., VAN HUSEN, D., WAGREICH, M., LEIN, R. & LUKENEDER, A.)

3.1. Nördliche Kalkalpen

92 Gutenstein-Formation

Aus kartographischen Gründen sind die Gutenstein-Formation, die Steinalm-Formation und der „Annaberger Kalk“ auf dem Kartenblatt unter einer Signatur zusammengefasst. Die dunkelgrauen, stark bituminösen Kalke der Gutenstein-Formation im engeren Sinn treten auf dem Kartenblatt kaum auf. Die ältesten aufgeschlossenen Gesteine der kalkalpinen Schichtfolge gehören der **Steinalm-Formation** an. Dabei handelt es sich um helle dickbankige Kalke, deren mikro-fazielles Spektrum mit weitgehend fossilfreien pelsparitischen Grain- bis Wacke-stones und loferitischen Algenmatten einen vom flachen Subtidal bis ins Intertidal reichenden Ablagerungsraum belegt. Angetroffen wurden Gesteine dieser Formation einerseits im Bereich der Raminger Antiklinale, andererseits unmittelbar südlich der „Mollner Linie“, wo u.a. im Oberlauf des Wendbachgrabens (NE „in den Mösern“, 750 m SW Sonnkogel) aus hellen Algenkalken einer kleinen, tektonisch isolierten Scholle folgende für das mittlere Anisium typische Algenflora (O. PIROS, mündl. Mitt.) gefunden werden konnte: *Physoporella dissita* (GÜMBEL), *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata* var. *undulata* BYSTR., *Teutloporella peniculiformis* OTT. Die am Osthang des Hohen Dirn, unweit des Gehöftes Klausberger, aus Echinodermenschutt führenden Diploporenkalken geborgene kleine Ammonitenfauna (GEYER, 1911a) mit *Ceratites* cf. *bavaricus* REIS dürfte unmittelbar aus dem Hangenden des Steinalmkalkes stammen.

Annähernd gleichaltrig, jedoch lithologisch von den oben beschriebenen Algenkalken im Wendbachgraben abweichend, entspricht die im Steinbruch Rastgrub (neben der Ennstal-Bundesstraße, ca. 2 km südlich von Losenstein) aufgeschlossene, aus mittel- bis dunkelgrauen Bankkalken aufgebaute etwa 100 m mächtige Abfolge dem von TOLLMANN (1976) aufgestellten Typus des **Annaberger Kalkes**. Dessen mittelanisches Alter ist indirekt belegt durch die von L. KRYSZYN (mündl. Mitt.) durchgeführte Datierung der darüber folgenden Abfolge dickbankiger, leicht bituminöser dunkler Bankkalken (pelsparitische Grain- bis Packstones) mit *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV). Im höheren, durch das Auftreten von *Gondolella constricta* (MOSHER) als oberanisch bis unterladinisch ausgewiesenen Teil der Abfolge nimmt – wengleich in bescheidenem Rahmen – der terrigene Sedimentanteil zu. Dünne Tonbestege zwischen den Kalkbänken sowie detritärer Hellglimmer im Rückstand von Lösproben dürfen als Hinweis zeitweilig erhöhter Erosionstätigkeit im Hinterland interpretiert werden.

Ausschließlich aufgrund ihrer makroskopischen Ähnlichkeiten zu Kalken der Gutenstein-Formation s.str. werden traditionellerweise auch dunkle, leicht bituminöse, dünnplattige, gelegentlich von schwarzen Tonschieferlagen durchzogene Ammoniten führende mittelanische Kalke der *Binodosus*-Zone zu diesem Schichtglied gestellt. Von den vielfach aus kompaktierten Pelletschlämmen hervorgegangenen sterilen Mikriten der „normalen“ Gutensteiner Kalke unterscheiden sich diese Radiolarien führenden pelagischen Wackestones vor allem in mikrofazieller Hinsicht deutlich. Dazu gehört die im Stirnbereich des Sengsengebirgs-Tirolikums von EGGER (1989) gefundene tektonisch isolierte Scholle, die im Jörglgraben, am Beginn der Forststraße, die von Kote 568 zur Rodelauer Alm führt, ansteht. Aus den dünnbankigen (0,1–0,2 m), wellig geschichteten, grauen mikritischen Kalken, deren einzelne Bänke durch bis zu 20 cm mächtige, blättrig zerfallende Tonmergellagen getrennt werden, konnte von G. MANDL (mündl. Mitt.) das Pelsonium mit einer charakteristischen Conodontenfauna von *Neospathodus kockeli* (TATGE), *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) nachgewiesen werden.

Diese Beckensedimente grenzen direkt an die Wettersteinkalkplattform des Sengsengebirgs-Tirolikums. Ein vermutlich zwischen diesen beiden Plattformen gelegener, breit dimensionierter Beckenbereich („südbajuarischer Trog“) wurde hier vom Tirolikum entweder vollkommen überfahren oder zum Teil seitlich ausgequetscht (Reiflinger Scholle).

91 Reifling-Formation

Trotz gewisser Gemeinsamkeiten hinsichtlich Farbe, welliger Schichtung und Hornsteinführung lassen sich die Bankkalkabfolgen dieser Formation, abhängig von ihrer stratigraphischen Stellung und paläogeographischen Position, in mehrere lithologisch klar unterscheidbare Einheiten gliedern.

Das weitgehend zeitgleiche Einsetzen der Reiflinger Bankkalkfolgen im obersten Pelsonium bzw. (nach einer Sedimentationsunterbrechung) im tiefsten Illyrium („Reiflinger Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) ist das Ergebnis progressiver Krustendehnung im Untergrund, welche zunächst die Absenkung vorhanden gewesener Karbonatplattformen (Steinalm-Fm.) bewirkte, gefolgt von einer fortschreitenden Eintiefung der Beckenbereiche.

Folgende Lithotypen können unterschieden werden:

1) Basaler Abschnitt (Oberanisienum):

Dunkle, z.T. bituminöse plattige Kalke; Mikrofazies: bioklastische Wackestones mit Crinoiden, dickschaligen Bivalven und Gastropoden.

2) Oberer Abschnitt (Ladinium – Unterkarnium)

Meist hell gefärbte Knollenkalke mit Hornsteinen; Mikrofazies: pelagische Wackestones mit Radiolarien und Bruchstücken von Exemplaren der Muschelgattung *Daonella*.

3) Allodapische Detrituskalke (basales Oberladinium bis Unterkarnium) im Randbereich rasch progradierender Karbonatplattformen = Raminger Kalk (TOLLMANN, 1976).

Gesteine der Reifling-Formation sind u.a. im Stirnbereich der Reichraminger Decke aufgeschlossen, wo sie die stratigraphische Unterlage des schmalen Wettersteinkalk-Zuges (Hoher Dirn, Schwarzkogel, Arzberg) bilden. Aus dem Gebiet unmittelbar nördlich des Gipfelkamms des Hohen Dirn beschreibt EGGER (1988) eine von G. MANDL bestimmte Conodontenfauna des Cordevoliums: *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV), *Gondolella inclinata* KOVACS, *Metapolygnathus tadpole* (HAYASHI).

Weitere Vorkommen dieser Formation befinden sich vor allem in einer von Störungen umgrenzten Aufbruchzone unmittelbar südlich der Mollner Linie, wo die Bankkalke der Reifling-Formation entlang zahlreicher Forststraßen am besten aufgeschlossen sind. Die auf eine Vielzahl von Conodontenproben gestützten Detailaufnahmen konnten hier zahlreiche Schuppen von jeweils geringer Mächtigkeit (im Zehnermeterbereich) innerhalb der Abfolge der Reifling-Formation belegen.

Die in diesem Abschnitt auftretenden Reiflinger Bankkalke, deren Folge bis zur Basis der Lunz-Formation empor reicht, sind Ablagerungen eines zentralen Beckenbereiches. Dessen weitere Erstreckung gegen Süden unter der weiträumigen Verhüllung durch den Hauptdolomit ist indessen unklar, da am westlichen Anschlussblatt (ÖK 68), nur 4 km südlich der Mollner Linie, in fensterförmigen Anschnitten des Hilgersbaches unter der Lunz-Formation bereits lagunäre Plattformkarbonate (Wettersteinkalk) entwickelt sind. Eine Rekonstruktion der Paläogeographie der höheren Mitteltrias gestaltet sich deshalb so schwierig, da deren Liegendserien vermutlich im Niveau der Lunz-Formation von dem als kompetente Platte wirkenden Hauptdolomit abgetrennt und intern verschuppt wurden.

Der Begriff „Raminger Kalk“ wurde von TOLLMANN (1966 und 1976) für dickbankige, helle Hornstein führende Detrituskalke ladinischen bis unterkarnischen Alters eingeführt, welche er als Übergangsglied zwischen Reifling-Formation (Becken) und Wettersteinkalk (Plattform) ansah. Als Typlokalität für dieses ausschließlich nach makroskopischen Kriterien definierte Schichtglied legte er den im Rohrbachgraben (2,5 km WNW Reichraming) gelegenen kleinen Steinbruch Erl fest.

An der Typlokalität ist eine nur ca. 10 m mächtige Abfolge erschlossen, die sich aus hellen dickbankigen, welligschichtigen Kalken mit Hornsteinen zusammensetzt. Neueren Untersuchungen zufolge kann als Alter dieser Gesteine dank einer Conodontenfauna mit *Gondolella auriformis* KOVACS (det. L. KRYSZYN) ein hohes Unterkarnium (Jul) angegeben werden. Mikrofaziell handelt es sich bei diesen Kalken um bio- und lithoklastische Wackestones, in deren Matrix (Wackestone mit Radiolarien und Filamenten) unsortierter Plattformdetritus eingebettet ist (Tubiphyten, Orthonellen; einzelne Ooide). Einer Neufassung und Erweiterung des Begriffes „Raminger Kalk“ zufolge (LEIN, unpubl.) werden heute unter dieser

Bezeichnung alle im Bajuvarikum und Tirolikum auftretenden Resedimente (oberladinischen bis unterkarnischen Alters zusammengefasst).

90 Wettersteinkalk

Obertags ist der Wettersteinkalk am Kartenblatt an zwei Stellen aufgeschlossen:

(1) Im Stirnbereich der Reichraminger Decke, wo sich in einer schmalen, vom Gaisberg über den Hohen Dirn bis zum Ennsberg in der Lunzer Decke reichenden Lamelle aus Wettersteinkalk die bescheidenen Reste einer ursprünglich flächenmäßig bedeutenden Mitteltrias-Plattform erhalten haben. (2) Im Tirolikum am Südrand des Kartenblattes, wo im Antiklinalkern des Sengengebirges vor allem der oberste Abschnitt des Wettersteinkalks in lagunärer Entwicklung erschlossen ist.

Der stratigraphische Umfang dieses Schichtgliedes spannt sich von dessen Einsetzen über Beckensedimenten des Reiflinger Troges im obersten Unterladinium bzw. basalen Oberladinium bis zum emersionsbedingten Ende der Karbonatplattformen im höheren Unterkarnium. Ältere Anteile des Wettersteinkalkes sind im Bereich des Kartenblattes nicht nachgewiesen. In vielen Fällen muss eine genauere Festlegung des Altersumfanges des Wettersteinkalkes über den Umweg einer Datierung der unter- bzw. überlagernden Serien erfolgen, da die meisten im Wettersteinkalk auftretenden Faunen- und Florenelemente mit größeren stratigraphischen Reichweiten behaftet sind. Im Falle rasch progradierender Plattformen lässt sich der Beginn ihres forcierten Aufbaues nur indirekt über die Datierung ihrer randlichen Schuttfazies im Liegenden festlegen. In den Kalkalpen setzt die Progradation der Wettersteinkalk-Plattformen meist synchron an der Wende Fassanium/Langobardium ein. Im Fall des nördlichsten Wettersteinkalkzuges am Kartenblatt (Hoher Dirn und Fortsetzung) belegt die aus unterlagernden Beckensedimenten stammende Conodontenfauna (s. Reifling-Formation), dass der Aufbau dieser nördlichsten Plattform erst im Unterkarnium erfolgte.

Der Wettersteinkalk des Kartenblattes weist die übliche fazielle Differenzierung in Vorriff, Riff und Lagune auf. Infolge der raschen Progradierung der Wettersteinkalk-Plattformen über weite Randbereiche der vorgelagerten Reiflinger Becken sind Riff und Vorriff, sofern überhaupt aufgeschlossen, auf einen schmalen Saum beschränkt, während Abfolgen der Lagune bei weitem dominieren. Nur dort, wo durch tektonischen Zuschnitt innere Teile der Plattform freigelegt wurden, wie u.a. in der schmalen Wettersteinkalk-Lamelle im Stirnbereich der Reichraminger Decke, können Faziesübergänge zwischen Lagune, Riff und Vorriff studiert werden.

Riffkalke sind am Fuß des Hohen Dirn im Wendbachgraben aufgeschlossen. Sie werden im Gipfelbereich dieses Berges von Loferiten mit typischen LF-Gefügen überlagert. Am Arzberg (1,3 km N Reichraming) sind ebenfalls Teile des Riffs sowie des Vorriffs erhalten. Die Gerüstbildnerfauna des Riffs ist kalkschwamm-dominiert (u.a. mit *Uvanella irregularis* OTT). Wichtiges Faunenelement dieses Faziesbereiches sind die Tubiphyten, die teils durch inkrustierende Tätigkeit wesentlich zu früher Lithifizierung beigetragen haben, teils in dendroider Wuchsform als Tubiphyten-framestones entwickelt sind. Der am Arzberg ebenfalls erhalten gebliebene proximale Abschnitt des Vorriffes wird von bioklastischen Grain- bis Wackestones aufgebaut, die als Komponenten in reichem Maß Tubiphyten-Bruchstücke enthalten.

Weite Teile der Wettersteinkalk-Plattformen werden von lagunären Karbonaten eingenommen. Neben loferitischen Sedimenten des Inter- bis Supratidals dominieren Dasycladaceen-Kalke (flaches Subtidal). Kennzeichnend für diesen

Faziesbereich sind gesteinsbildende Massenvorkommen von *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL).

Aus stratigraphisch höheren Teilen der Schichtfolge tritt die für das Karnium typische Kalkalge *Poikiloporella duplicata* (PIA) auf. Sie wurde u.a. von HOLNSTEINER (1990) von der Arzmauer beschrieben.

89, 88 Partnachkalk; Partnachmergel

Die am Kartenblatt ausschließlich im Stirnbereich der Reichraminger bzw. Lunzer Decke zu Tage tretenden Partnachschiechten sind vornehmlich aus hell- bis dunkelgrauen (gelegentlich auch schwarzen) Tonschiefern und Mergeln aufgebaut. Abschnittsweise sind feinkörnige Kalke (meist sterile Mudstones) zwischengeschaltet. Diese zumeist schlecht aufgeschlossene und zudem zu Bodenfließen und Hangrutschungen neigende Serie ist hier – im Bereich des Lunzer Faziesraumes – deutlich geringmächtiger entwickelt als analoge Abfolgen im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Aufgrund ihrer lithologischen Inhomogenität stellt das Niveau der Partnachschiechten eine tektonische Schwächezone dar, entlang welcher die Mitteltrias-Schichtfolge vielfach auseinandergerissen wurde. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Partnachschiechten ist demnach schwer fassbar. Im Bereich des Kartenblattes dürfte sie allerdings den Umfang von mehreren Zehnermetern nicht überschreiten.

Der stratigraphische Umfang der Partnachschiechten reicht vom höheren Unterladinium bis ins Unterkarnium. Zumeist setzt die Sedimentation der Partnachschiechten im Grenzbereich Unter-/Oberladinium im Niveau jenes markanten Pietra-Verde-Horizontes ein, der als lithologischer Leithorizont sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch in den Dinariden weit verbreitet ist.

In paläogeographischer Hinsicht nimmt die terrigen beeinflusste Serie der Partnachschiechten gegenüber den zeitgleichen Kalken der Reifling-Formation eine beckenzentralere Position ein (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1976; NITTEL, 2006). Das fast völlige Fehlen von Biogenresten im basalen Abschnitt dieses Schichtgliedes verweist auf zunächst ungünstige Lebensbedingungen, die nur allmählich eine Besserung erfuhren. Erst der karbonatreichere oberste Abschnitt der Partnachschiechten enthält datierbare Faunen: So konnten u.a. im obersten Grabenabschnitt des Riegeltales (1 km N Reichraming) aus einer 6 m mächtigen Bankkalkabfolge reichhaltige Conodontenfaunen mit *Metapolygnathus longobardicus* KOVACS, *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) und *Paragondolella inclinata* (KOVACS) gewonnen werden, wodurch für den obersten Abschnitt der Partnachschiechten ein oberladinisches Alter belegt werden kann.

87 Lunz-Formation

Diese Abfolge gliedert sich in einen an Tonsteinen reichen Basalabschnitt in pelagischer Entwicklung (= Reingrabener Schiefer) und die Lunz-Formation s.str. mit Liegendsandstein, Schiefertonschiefer mit Kohleflözen und Hangendsandstein. Da dieses Schichtglied über einem morphologisch in Hoch- und Tiefzonen gegliederten Untergrund abgelagert wurde, sind hinsichtlich Sedimentationsbeginn und Mächtigkeitsentwicklung lokale Unterschiede zu beachten: Im Bereich der vormaligen Reiflinger Becken – wie z.B. im Gebiet der antiklinalen Aufbruchzone entlang der Mollner Linie bzw. im Rohrbachgraben nordöstlich davon – beginnt die karnische Schichtfolge mit zumeist gut entwickelten Reingrabener Schiefer. Die Mächtigkeit der weiteren Abfolge sollte 100 m deutlich übersteigen. Die auf den Hochzonen der ehemaligen Wettersteinkalk-Plattformen – teilweise über Ge-

steinen der „Sonderfazies“ – abgelagerten Sandsteine der Lunz-Formation sind dagegen wesentlich geringmächtiger.

Die Sandsteine der Lunz-Formation sind meist gut sortiert, ihre Korngröße liegt im Feinsandbereich, die Kornform der Sandkörner ist subangular. Letzteres, wie auch der relativ hohe Anteil von Feldspat in der Leichtfraktion (GROTTENTHALER, 1978), wird verschiedentlich als Argument gegen einen weiten Transport des klastischen Materials angeführt. Eine im Raum Lunz/Göstling durchgeführte Untersuchung der Strömungsmarken im Lunzer Sandstein (BEHRENS, 1973) hat für den lokalen Bereich der östlichen Kalkvoralpen einen beckenparallelen Sedimenttransport der Klastika aus östlicher Richtung nachgewiesen.

Analog zu den zahlreichen bergmännisch genutzten Vorkommen von Lunzer Kohle in den voralpinen Einheiten zwischen Hainfeld und Göstling wären ähnliche Vorkommen auch im faziell gleichartig entwickelten Gebiet der Reichraminger Decke zu erwarten. Doch wurden am Kartenblatt – von bescheidenen Schurfversuchen im Umfeld von Reichraming abgesehen – keine abbauwürdigen Flöze entdeckt. Für deren Fehlen wird vor allem eine durch intensive tektonische Zerlegung hervorgerufene Reduktion dieses Schichtgliedes angenommen.

86 Oponitz-Formation

Im Nordteil des Kartenblatts wird die Oponitz-Formation zur Gänze von Rauhacken (Zellendolomiten) gebildet, die morphologisch oft deutlich hervortreten, so wird z.B. der Kalkalpennordrand über weite Strecken von einer mehrere Meter hohen Wand aus Rauhacke gebildet (s. Abb. 9) und auch isoliert aufragende Rauhackefelsen (z.B. der Sauzahn – Abb. 2) kommen vor.

Die bis zu 100 m mächtige Rauhacke ist vor allem durch ihre brekziöse Struktur (Abb. 12) und erst in zweiter Linie durch ihre Porosität gekennzeichnet. Diese kann sehr stark schwanken, da neben zelligen Rauhacken, die ihre Entstehung der Auswitterung dolomitischer Komponenten verdanken, auch Kalkrauhacken existieren, bei denen durch eine mehr oder weniger starke sekundäre Kalzitisierung die Komponenten von der Verwitterung verschont wurden, sodass der Anteil an Auswitterungshohlräumen gering ist. Die größten der durchwegs eckigen Komponenten erreichen Durchmesser von mehreren Dezimetern. Korrespondierende Trümmergrenzen sind selten.

Trotz der Kalzitisierung lassen in Alizarinrot-S eingefärbten Schliffen manche Komponenten noch die primäre Mikrofazies erkennen. Dabei handelt es sich überwiegend um Mikrite, die nur selten Ostracodenschalen und Algenrasen erkennen lassen. Als Ablagerungsraum dieser fossilereen Mudstones und Mudstones mit Algenstromatolithen kommt der Gezeitenbereich in Frage. Im Schliff einer Probe aus dem Paukengraben bei Ternberg, die nur wenige Meter vom Kalkalpennordrand genommen wurde, fanden sich mehrere stark korrodierte idiomorphe Quarzkristalle, die als Salinarquarze interpretiert werden (EGGER, 1986). Auf eine gemeinsame Ablagerung von Dolomiten und Evaporiten verweist auch das Vorkommen von Gips, das beim Bau des Kraftwerks Ternberg gefunden wurde (CLAR & HORNINGER, 1964). Obertägig scheint der Gips durch das Regenwasser bereits völlig gelöst und abtransportiert zu sein. Auf die Auslaugung derartiger Evaporite scheinen auch die zahlreichen kleinen Erdfälle im Gemeindegebiet von Großraming zurückzugehen.

In Anlehnung an MÜLLER (1982) wird die Entstehung der Rauhacke durch die Zerbrechung einer sedimentären Wechselfolge von Dolomit und Anhydrit

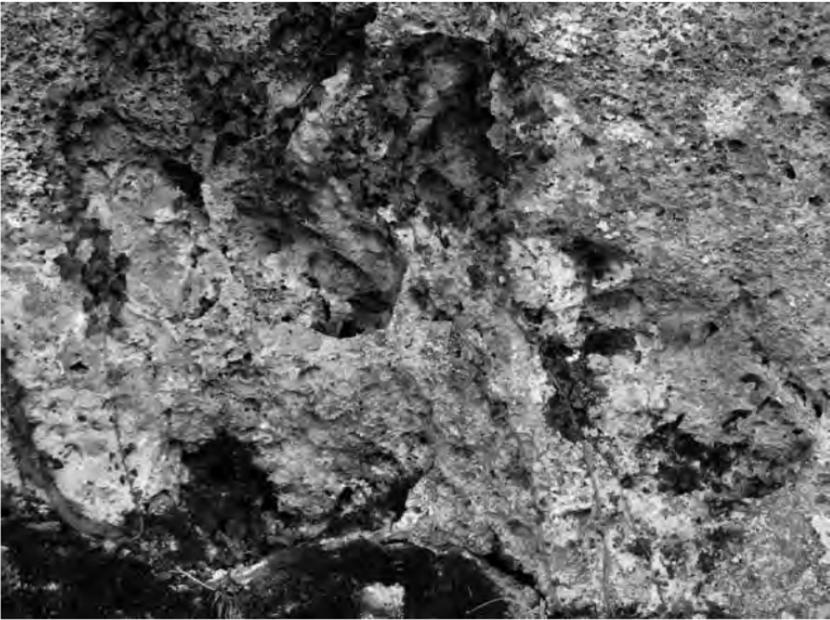


Abb. 12.
Opponitzer Rauwacke der Rebensteiner Mauer (2,5 km NW Laussa).

bzw. Gips erklärt. Durch das extrem unterschiedliche Materialverhalten dieser Gesteine kann es bereits bei geringer tektonischer Beanspruchung zur Brekzierung kommen. Das ursprüngliche Anhydritzement wurde später oberflächennah durch Kalzit ersetzt.

Gegen Süden werden auf dem Kartenblatt die Rauwacken seltener und verschwinden schließlich ganz. Nördlich von Reichraming konnten nur mehr einzelne Rollstücke davon beobachtet werden. Stattdessen treten dort dünnbankige, eben geschichtete, braun anwitternde Kalke auf, in die sich mehrmals bis metermächtige stärker mergelige Partien („Opponitzer Zementmergel“) einschalten. In dieser Abfolge befinden sich auch mehrere konglomeratische Lagen, deren mikritische Komponenten Schwammnadeln, Radiolarien, Filamente und Foraminiferen führen. Der die Komponenten umgebende Mikrosparit lässt noch häufig Reste von ebenfalls sparitischen Komponenten erkennen und auch die größeren Komponenten sind randlich sparitisiert („Pseudosparit“). Während des Straßenbaus zum Gehöft Unter-Habichl nördlich von Reichraming konnte ROSENBERG (1965) in diesen Aufschlüssen der Opponitz-Formation Lumachellen mit *Gonodon mellingi* (HAUER) und *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN) entdecken.

Von den zum Teil sehr mächtigen Rauwacke-Horizonten abgesehen, besteht die Opponitz-Formation aus hell- bis dunkelgrauen (gelbbraun anwitternden), meist dünnbankig (5–20 cm) ausgebildeten feinkörnigen Kalken, die sich mikrofaziell als weitgehend sterile Mikrite erweisen. Im Hangend- und zum Teil auch im Liegendabschnitt der Schichtfolge – jeweils im Nahbereich der zwischengeschalteten Rauwackelagen – sind diese Abfolgen dolomitisiert. Ob diese Dolomitisierung horizontbeständig oder diffus stockförmig entwickelt ist, kann angesichts der starken Verschuppung dieses Schichtgliedes nicht eindeutig entschieden wer-



Abb. 13.
Hauptdolomit der Ternberger Decke am Südhang des Mistlbergs nordöstlich von Losenstein.

den. Vereinzelt auftretende Algenlaminite sowie selten entwickelte onkolithische Lagen sprechen für ein temporär seichtes Ablagerungsmilieu (flaches Subtidal bis Intertidal). Das weitgehende Fehlen einer diversen Mikro- und Makrofauna kann als Hinweis auf ökologische Extrembedingungen in einem eventuell hypersalinaren Milieu gedeutet werden (KRISTAN-TOLLMANN & HAMEDANI, 1973).

85 Hauptdolomit

Der Hauptdolomit erreicht im Norden des Kartenblatts eine Mächtigkeit von bis zu 300 m. Die Basis wird von geringmächtigen, dm-gebankten, zuckerförmigen Dolomiten gebildet (Abb. 13), die weiß bis hellgrau gefärbt sind. Darüber folgen dickerbankige bräunliche Dolomite, die beim Anschlag den typischen bituminösen Geruch verströmen. Algenlaminite treten häufig auf. In den hangenden Abschnitten des Hauptdolomits schalten sich zwischen die Dolomitbänke zunehmend Pelitlagen ein, welche bis zu 20 cm mächtig werden können. Diese sind grau, seltener grün, und vereinzelt sogar rot gefärbt (z.B. am Weg nördlich vom Wirtshaus Koglerwirt oder in dem großen Aufschluss an der Bundesstraße westlich von Losenstein). Diese pelitreiche Entwicklung im obersten Abschnitt des Hauptdolomits ist als Bunter Keuper (s. TOLLMANN, 1976) im Tiefbajuvarikum der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet und gilt als Kriterium für die fazielle Sonderentwicklung dieser Einheit.

Gegen Süden nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomits auf Blatt Großbraming zu und erreicht bis zu 900 m. Die einzelnen Bänke werden bis zu 4 m mächtig, sind allerdings oft durch mehrere Meter mächtige Pakete von dm-gebanktem Dolomit getrennt. Letztere scheinen vor allem im obersten Abschnitt des Hauptdolomits auf. Dort wurden auch einige bis metermächtige, dünnbankige (cm), dun-

kelgrau, bituminöse Einschaltungen in den ansonsten braunen oder hellgrauen Gesteinen bemerkt. Keuperartige Entwicklungen treten im Süden nicht mehr auf. Vereinzelt beobachtete Schichtflächen mit Trockenrissen (z.B. im Wilden Graben im Hintergebirge) belegen eine Ablagerung im Gezeitenbereich. Fossilien wurden im Hauptdolomit nur an einer Stelle (ca. 3 km SSE von Reichraming) auf dem Kartenblatt gefunden. Dabei handelt es sich um *Neomegalodon cf. complanatus* GÜMBEL (det. G. TICHY), der ein norisches Alter belegt.

84 Plattenkalk

Während im tiefbajuvarischen Faziesraum der Hauptdolomit meist direkt von der Kössen-Formation überlagert wird, existiert im südlich gelegenen hochbajuvarischen Faziesraum eine Übergangsfazies zwischen diesen beiden Formationen, der Plattenkalk. Er belegt eine allmähliche Abtiefung des Ablagerungsraums in den subtidalen Bereich an. Beim Plattenkalk handelt es sich um eine Wechsellaagerung von grauen, meist dünnbankigen Kalken mit mittel- bis dickbankigen Dolomitbänken. Bei den Kalken handelt es sich um Wackestones und Grainstones, deren Komponentenspektrum vor allem aus Peloiden und Aggregatkörnern aufgebaut wird, seltener sind Bivalvenschälchen. Die Mächtigkeit dieser Faziesentwicklung beträgt im Nordteil des Hochbajuvarikums nur wenige Zehnermeter, im Südteil bis zu 200 m.

83 Kössen-Formation

Die auf dem Kartenblatt bis zu 200 m mächtige Kössen-Formation besteht überwiegend aus mittelgrauen, wellig bis knollig geschichteten, mikritischen Kalken, die sehr gut gebankt sind. Die bis zu 30 cm mächtigen Hartbänke werden oft

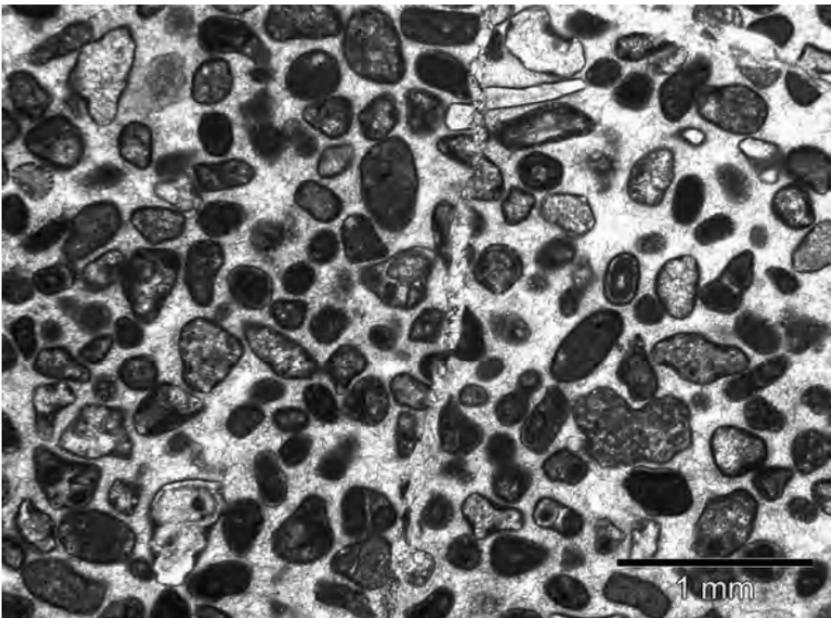


Abb. 14.
Dünnschliffbild eines Oberhättkalks vom Gipfel des Trämpl.

durch Pelitlagen voneinander getrennt, die Mächtigkeiten bis zu 50 cm aufweisen können. Häufig können rötliche Anwitterungsfarben beobachtet werden. Im hangendsten Abschnitt der Kössen-Formation wurden gelegentlich (z.B. im Bereich des westlichen Kirchenbergs NW Losenstein) wenige Meter mächtige braune Kalke gefunden, die bis zu 3 cm breite Nester von feinkörnigen sulfidischen Erzen führen. Neben dem Schutt dendroider Korallen (Stöcke bis 30 cm Durchmesser) und Gastropodenresten können in der Kössen-Formation vor allem Brachiopoden und Bivalven reichlich vorhanden sein. Unter dem Mikroskop zeigen sich vorwiegend Wackestones (seltener Floatstones) mit Bioklasten und Grainstones mit Onkoiden, Ooiden und Rindenkörnern. Im Bereich zwischen Großbraming und Brunnbach konnten Lumachellen mit dem Brachiopoden *Rhaetina gregaria* (SUESS) an der Straße im Restental und an der Forststraße nördlich der Gschwendtal gefunden werden (M. SIBLIK, mündl. Mitt.).

Als Ablagerungsraum der Kössen-Formation wird ein flaches Meeresgebiet mit wenigen Metern bis zu einigen Zehnermetern Wassertiefe angenommen. Die Fazies eines Innenschelfs (Gezeitenbereich) zur Zeit der Bildung des Hauptdolomits und Plattenkalks wurde zur Zeit der Ablagerung der Kössen-Formation durch eine Mittelschelffazies (z.B. WILSON & JORDAN, 1983) abgelöst. Die Vielfalt der darin auftretenden Sedimenttypen ist vor allem durch das Bodenrelief bedingt (s. z.B. SCHÄFER, 1979).

82 Oberrhätkalk

Die Vorkommen des Oberrhätkalks sind auf den hochbajuvarischen Faziesraum beschränkt. Bei diesem Gestein handelt es sich um bräunliche, dickbankige bis massige Kalke, die morphologisch meist deutlich als Felswände und Steilabfälle hervortreten. Unter dem Mikroskop zeigt der Oberrhätkalk durchwegs eine sparitische Matrix und ein Komponentenspektrum, das sich manchmal zum Großteil aus Ooiden zusammensetzt, manchmal vorwiegend aus Peloiden, Aggregat- und Rindenkörnern besteht (Abb. 14). Die Faziesmerkmale sprechen für eine Ablagerung auf einem sehr flachen Schelf.

81 Kalksburg-Formation

Die Vorkommen der Kalksburg-Formation sind auf das Sauzahnbauernfenster und den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Laussa und Pechgraben beschränkt. Die besten Aufschlüsse wurden beim Bau des Güterwegs Bretttertal gefunden und befanden sich gegenüber dem Gehöft Bretttertal (Abb. 15).

Der bei weitem überwiegende Teil dieser Formation besteht aus grau-grünen, dm-gebankten Kalken mit pelitischen Zwischenlagen. Die Hartbänke zeigen fast durchwegs eine deutliche Korngrößengradierung, bei der die Basis manchmal von Feinkieslagen gebildet wird. Die oberen Abschnitte der einzelnen Bänke weisen intensive Bioturbation auf („Fleckenkalke“). Unter dem Mikroskop ist eine mikritische Matrix, welche häufig fein verteiltes Erz enthält, erkennbar. Als Komponenten treten vor allem Echinodermenreste und meist fossilere mikritische Kalke auf, während Radiolarien, Schwammnadeln, Filamente und Foraminiferen – Letztere nur in schlecht erhaltenen Bruchstücken – nur untergeordnete Bedeutung haben. Detritische Quarzkomponenten machen etwa 3 % bis 5 % des Komponentenbestandes aus.

In dieser Fleckenkalkfazies treten vereinzelte bis 15 cm mächtige Bänke von schlecht sortierten Fossilschuttalken auf. Diese sind sparitisch gebunden. Charakteristisch sind mehrere Zentimeter lange, deutlich eingeregelt Bivalvenscha-



Abb. 15.

Das Brettetal südöstlich von Laussa. Die besten Aufschlüsse in der Kalksburg-Formation entstanden beim Bau des Güterwegs im Abschnitt gegenüber dem Gehöft Brettental (im Bild rechts unten). Der langgezogene Rücken im Hintergrund des Bildes ist der zur Rheno-danubischen Flyschzone gehörende Sonnberg.

len, untergeordnet auch Echinodermengrus und vereinzelte, nicht näher bestimm-
bare Ammonitenbruchstücke. Die häufig zu beobachtende Verkieselung, vor allem
der Fossilien, führt zu auffälligen Verkieselungsringen auf den Ammonitenscha-
len. Auffällig sind wiederum geringe Anteile von detritischem Quarz und Hellglim-
merschüppchen. Es können auch bis zu 0,5 m mächtige, Glimmer führende, rote
Tonmergel auftreten, die bereits im Handstück Glimmer erkennen lassen. Diese
Gesteine zeigen auch zahlreiche Styrolithen, an denen es zur Bildung ausgepräg-
ter toniger Residualsäume gekommen ist.

Ein weiterer auffälliger Gesteinstyp, der allerdings nur in Rollstücken beobachtet
wurde, ist ein schwarzer bis dunkelgrauer Echinodermenspatkalk, der sich unter
dem Mikroskop als Packstone bis Grainstone erweist. Neben dem dominieren-
den Echinodermengrus kommen darin auch Bryozoen- und Molluskenfragmente
vor. Häufig finden sich auch Pelloide, die z.T. vermutlich durch Mikritisierung aus
Ooiden hervorgegangen sind, da sich vereinzelt noch konzentrische Ooidstruk-
turen erkennen lassen. Gelegentlich wurden auch Einfachooide mit Pelloidker-
nen beobachtet. Typisch sind auch in diesen Schliften wieder detritische Quar-
ze und vereinzelt vorkommende Glimmer. Mit diesen Kalken gemeinsam wurden
dunkelgraue, stark kieselige, braun anwitternde Kalke gefunden. Deutlich aus-
witternde Kalzitadern bedingen eine stark zerfurchte („brotkrustenartige“) Ober-
fläche dieser Gesteine.

Altersweisende Fossilien wurden in der Kalksburg-Formation auf Blatt Großra-
ming nicht gefunden. An der Typlokalität südlich von Wien wurde sie von SOLO-
MONICA (1935) dem Unterjura zugeordnet.

80 Schattwalder Schichten

Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit von nur wenigen Metern und ihrer pelitischen Ausbildung sind die roten Glimmer führenden Tonmergel der Schattwalder Schichten, die auf den tiefbajuvarischen Faziesraum beschränkt sind, nur selten aufgeschlossen. Ein guter Aufschluss wurde zwischen Losenstein und Trattenbach, im kleinen Graben bei Goldgrub unterhalb des Fahrwegs, angetroffen. Dort war auch der Kontakt zu der Kössen-Formation (mit *Rhaetina gregaria*) im Liegenden zugänglich. Ein weiterer Aufschluss im Restenbachtal südlich von Großbraming wurde von RUHL et al. (2009) beschrieben. Die Schattwalder Schichten wurden etwa an der Wende von der Trias zum Jura abgelagert. Genauere Altersangaben liegen wegen des Fehlens von altersweisenden Fossilien nicht vor.

79 Allgäu-Formation

Dünn- bis mittelbankige, wellig geschichtete, olivfarbene, stark bioturbate Kalke mit weißer bis hellgrauer Anwitterungsfarbe sind das Leitgestein der Allgäu-Formation. Die einzelnen Kalkbänke werden durch bis zu 50 cm dicke, deutlich weichere Mergellagen voneinander getrennt. Im Schliff erweisen sich die Kalke als Mudstone mit Schwammnadeln und Radiolarien. Die starke Durchwühlung und das völlige Fehlen einer Epifauna wurde als Hinweis auf eine Ablagerung im tiefneritischen (JACOBSHAGEN, 1965) oder gar bathyalen Bereich (BERNOULLI & JENKYN, 1970) interpretiert. Nach WILSON (1975) und BYERS (1977) kann in Sedimentationsbecken mit eingeschränkter Wasserzirkulation diese Faziesausbildung aber schon in wenigen Zehnermetern Wassertiefe beobachtet werden.

Für so einen Ablagerungsraum spricht auf Kartenblatt Großbraming auch die enge Verzahnung der Allgäu-Formation mit dem seichtmarinen Hierlatzkalk im Gebiet des Niglgrabens östlich von Reichraming (EGGER, 1988; BÖHM, 1992). In die Allgäu-Formation sind dort mehrfach halbmetermächtige bräunliche Bänke von allodapischen Kalken eingelagert. Die mächtigste Resedimenteinschaltung bildet aber eine 10 m mächtige Lage mit matrixgestütztem chaotischem Gefüge. Als Komponenten dieses Debris Flow treten Kalke mit Stromatolithlagen (Plattenkalk), Korallen führender Rhätalkalk, Hierlatzkalk und bunte Kalke mit Limonitkrusten auf. Die Komponenten zeigen oft Durchmesser bis zu 0,5 m, vereinzelt aber auch bis zu einigen Metern. Auffallend ist die Zurundung der kleineren Komponenten, was auf die Herkunft aus einer Brandungszone schließen lässt.

Im Gebiet des Niglgrabens konnte MÜLLER (1987) oberes Sinemurium mit Ammoniten belegen. Insgesamt sind aus der bis zu 150 m Allgäu-Formation auf Blatt Großbraming sämtliche Ammoniten-Zonen des Unterjura belegt (GEYER, 1910).

78 Scheibelberg- und Kirchstein-Formation

Als Scheibelberg-Formation werden gut gebankte graue, knollig bis wellig geschichtete Kalke mit grauen Hornsteinknollen, manchmal auch Hornsteinbändern, bezeichnet. Selten treten auch gelbliche Kalke mit roten Hornsteinen auf. Gegen Süden nimmt auf dem Kartenblatt der Anteil an diffus verteilter Kieselsäure auf Kosten der Hornsteinknollen zu (Kirchstein-Formation). Bei Letzterer handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze, stark kieselige und von schwarzen Hornsteinschlieren durchzogene, dm-gebankte Kalke. Die Schichtung ist ebenflächig bis wellig. Im Schliff treten neben den dominierenden Schwammnadeln auch Echinodermenreste und Schalenbruchstücke auf. Die größte Verbreitung der kieseligen Unterjurakalke liegt mit etwa 150 m im Bereich der Ebenforstmulde.

77 Gelbbrauner Kalk

Dieser Gesteinstyp tritt im Südosten des Kartenblatts, im Bereich der Weyerer Bögen, und im Südwesten, im Bereich des Rotgsols, auf. Bei dem massigen, gelbbraunen, hell anwitternden Kalk handelt es sich um einen bioturbaten Wackestone mit Echinodermenfragmenten und Schalenbruchstücken. Das Gestein, das entweder auf Rhätkalk (Rotgsol) oder direkt auf Hauptdolomit abgelagert wurde, wurde von GEYER (1911a) dem Hierlatzkalk zugerechnet.

76 „Liasbreccie“

Diese Breccie, die auf dem Kartenblatt vor allem im Gebiet der Langlackenmauer im südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen vorkommt, liegt dem Hauptdolomit stratigraphisch auf. Sie verzahnt mit roten Unterjurakalken und weist selber eine rote Kalkmatrix auf. In dieser schwimmen Komponenten von bis zu 20 cm Durchmesser. Das Komponentenspektrum wird aus gelbem und weißem Dolomit, grauem pelsparitischem Plattenkalk und sehr selten aus grauem Fleckenkalk aufgebaut. Die Breccie wird stratigraphisch von Hierlatzkalk überlagert.

75 Hierlatzkalk

Vorwiegend rote Echinodermenspatkalke, die lateral mit dickbankigen mikritischen Rotkalken verzahnen, sind die typischen Gesteine des unterjurassischen Hierlatzkalks. Nach JENKYNs (1971) sind derartige linsenförmige Crinoidenkalkkörper im Unterjura der Tethys auf eine Anreicherung durch Strömungen in höchstens wenige Zehnermeter tiefem Wasser zurückzuführen. Sie belegen eine Schwellenfazies bzw. schwellennahe Fazies.

Der Hierlatzkalk liegt mit stratigraphischem Kontakt und manchmal der Ausbildung einer Basalbreccie (z.B. im Bereich der Habichl-Alm SW von Großraming) Hauptdolomit oder Plattenkalk auf. Diese Grenze zwischen triassischen und jurassischen Gesteinen kann z.B. am Weg zum Schieferstein zwischen Hack und Pfennigstein, am Reitnerkogel (3,5 km SW von Losenstein) oder an der Kreuzmauer beim Gasthof Klausriegler beobachtet werden, wo der Hierlatzkalk rund 50 m mächtig wird. Auch in der großen Gleitscholle, die westlich der Wolkenmauer im oberen Albium der Losenstein-Formation eingesedimentiert ist (ca. 5 km E von Losenstein), liegt Hierlatzkalk unmittelbar über Hauptdolomit.

74 Adneter Kalk

Rote Knollenkalke des Unterjura treten wiederholt auf Kartenblatt Großraming auf, konnten aber aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht ausgeschieden werden. Nur südlich der Tannscharte (SW Reichraming) ist ein 10 m mächtiges Vorkommen auf der gedruckten Karte vermerkt. Im Bereich des Almkogelzugs liegen geringmächtige Adneter Kalke direkt auf Plattenkalk und bilden dort auch Spaltenfüllungen im Plattenkalk und im Hauptdolomit. Komponenten dieser Triasgesteine können auch im Unterjura auftreten und stecken dann in einer roten Matrix.

73 Massiger Rotkalk

Dieser bis zu 100 m mächtige Gesteinstyp tritt am Schiefersteinkamm und am Almkogelzug auf. Es handelt sich dabei um hellrote mikritische Kalke, die von zahlreichen Kalzitadern durchzogen werden und manchmal bis zu mehrere Zentimeter breite, mit Kalzit ausgefüllte Hohlräume vom Stromatactistyp aufweisen. Die-

se haben einen dreieckigen Umriss mit einem unregelmäßig ausgezackten „Dach“ und einem mehr oder weniger ebenen, mit Kristallsilt bedeckten Boden. Unter dem Mikroskop erweist sich der Massige Rotkalk als Mudstone mit Schwammnadeln, Schwebcrinoidenfragmenten und sehr selten auftretenden Foraminiferenresten. In diesen mikritischen Kalken gibt es linsen- und lagenförmige Einschaltungen von roten Crinoidenkalken. Die Fazies des Massigen Rotkalks wurde auch aus dem Hochbajuvarikum der östlichen Bayerischen Kalkalpen beschrieben (MATHUR, 1974) und dort als Karbonat-Schlammhügel-Fazies (mud mound facies) interpretiert (MATHUR, 1975). Aufgrund der Stellung im Profil wird ein frühes bis mittleres Juraalter angenommen, altersweisende Fossilien sind bislang nicht bekannt.

72 Klauskalk

Rote Knollenkalke mitteljurassischen Alters treten an mehreren Stellen auf Blatt Großbraming auf, sind jedoch meist zu geringmächtig, um kartenmäßig dargestellt zu werden. Daher sind nur ein kleines Vorkommen im oberen Teil des Kohlersgrabens (ca. 2 km NE der Ebenforstalm) und drei kleine Vorkommen südlich des Rotgsol auf der Karte eingetragen. Die letztgenannten Vorkommen haben insofern Bedeutung, als am Rotgsol Eisen-Mangan-Vererzungen auftreten, die dort auch bergmännisch abgebaut wurden (s. Kap. 6.1.).

Die Vererzungen treten als Krusten und konzentrisch aufgebaute Knollen eines bis 12 cm mächtigen Hartgrundes bereits an der Basis des Klauskalks auf (MOSSBAUER, 1989). Die Knollen haben Durchmesser bis zu 15 cm und enthielten im Kern mehrfach Ammonitenreste (*Phylloceras* cf. *nilssonii*), die ein Alter von Toarcium bis Aalenium belegen. Die chemische Analyse der Metallgehalte einer Knolle ergab 8,3 wt% Fe, 2,4 wt% Mn, 0,15 wt% Ni, 0,03 wt% Co, 0,02 wt% V und weniger als 0,001 wt% Cu.

Die im Klauskalk gefundenen Ammoniten (*Choffatia* sp. und *Reineckeia* sp.) belegen ein Calloviumalter. Es handelt sich dabei um wellig bis knollig geschichtete, dm-gebankte Kalke von roter Farbe. Im hangendsten Abschnitt können vereinzelt Hornsteine auftreten. Auch innerhalb des Klauskalks können lokale Fe/Mn-Vererzungen auftreten. Die Ablagerung des Klauskalks beginnt mit schräggeschichteten, in weiterer Folge bioturbaten Pelspariten und Pelmikriten. Im oberen Abschnitt treten vor allem Filamentmikrite und Filamentsparite auf („Reitmauerkalk“). Die Schalenreste stammen vermutlich von der Gattung *Bositra*.

71 Vilser Kalk

Unter diesem Namen werden die mitteljurassischen Echinodermenspatkalke und Brachiopodenkalke des Bajuvarikums zusammengefasst, wobei eine sichere Abtrennung von den unterjurassischen Spatkalken oft nicht möglich ist. Lithologisch handelt es sich im Arbeitsgebiet um dickbankige bis massige, weiße, graue bis rötliche Grainstones und Packstones mit Echinodermenfragmenten. Von den Echinodermenspatkalken der Chiemgau-Formation, die auf der Karte von GEYER (1911b) zum Vilser Kalk gestellt wurden, unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Hornsteinen und durch ihre Massigkeit. Altersweisende Fossilien wurden nicht gefunden.

70 Bunter Jurakalk i.A.

Die auf Kartenblatt Großbraming unter den Legendennummern 71 bis 75 auftretenden Jurakalke konnten oft kartierungsmäßig nicht mit Sicherheit ge-



Abb. 16.
Gut gebankte Echinodermenspatkalke mit dunklen Hornsteinen der Chiemgau-Formation in der zweiten Pechgrabenenge, nördlich der Einmündung des Hölleitenbachs.

trennt werden, da einerseits stratigraphisch brauchbare Fossilien selten sind, andererseits durch die teilweise intensive tektonische Zerlegung, vor allem am Nordrand der Reichraminger Decke, keine stratigraphisch ungestörten Schichtfolgen vorliegen.

69 Chiemgau-Formation

Die überwiegend grauen bis bräunlichen Hornsteinknollenkalke der Chiemgau-Formation sind meist im Dezimeterbereich gebankt, können vereinzelt aber auch Bankmächtigkeiten bis zu 60 cm aufweisen. Die Hornsteinknollen werden bis zu 15 cm lang. Immer wieder sind in diese Abfolge von mikritischen Hornsteinknollenkalken auch gebankte bis massige Echinodermenspatkalken (Wackestones) eingeschaltet. Letztere können lateral rasch auskeilen. Unter dem Mikroskop zeigen auch diese einen teilweisen Ersatz der Matrix durch Kieselsäure (Mikroquarz und untergeordnet Chalcedon). Auch die Echinodermenreste lassen untergeordnet Verkieselung erkennen. Manchmal treten in den Echinodermenspatkalken auch Lithoklasten (grünliche Kalkmikrite und intensiv ockerfarbige Kalke) mit bis zu 5 cm Durchmesser auf. Diese Komponenten, das rasche Auskeilen der massigen Echinodermenspatkalken und die gelegentliche Gradierung der Komponenten der kieseligen Bänke weisen auf eine resedimentäre Bildung der Echinodermenspatkalken hin.

Die dünnbankigen, kieselsäurereichen, splitterig brechenden Kalke der Chiemgau-Formation bilden oft langgezogene, im Gelände gut sichtbare Härtlingsrippen. Gute Aufschlüsse der wenige Zehnermeter mächtigen Formation befinden sich im Ennstal bei der Einmündung des Laussabachs und im Pechgraben in der östlichen Fortsetzung der Wolkenmauer (Abb. 16).

68 Ruhpolding-Formation

Vorkommen der bis zu 10 m mächtigen, dm-gebankten, ebenflächig geschichteten, überwiegend roten, seltener grauen, stark kieseligen Kalke der Ruhpolding-Formation sind auf den Südtteil des Kartenblattes beschränkt. Die Gesteine bestehen zu einem großen Teil aus Radiolarien (Spumellarien, seltener Nasselarien), die üblicherweise in Chalzedon umgewandelt sind, sodass Skelettstrukturen kaum erkennbar sind.

67 Mikritoidkalk

Der bis zu 20 m mächtige Mikritoidkalk tritt im Bereich der Weyerer Bögen oft wandbildend auf. Es handelt sich dabei um eine fazielle Vertretung des Klauskalks und der Ruhpolding-Formation. In dem bräunlichen, manchmal auch blassrot bis gelblich gefärbten, massigen, mikritischen Kalk kommen als Komponenten vor allem Peloide (Durchmesser $<0,2$ mm) in unterschiedlicher Häufigkeit vor. Im Bereich des Almkogelzugs treten auch sparitische Kalke mit Mikritoiden (Durchmesser 0,2 bis 0,5 mm) auf, die als Kern manchmal Schalenreste und Echinodermenbruchstücke erkennen lassen (DUMFARTH, 1992). Altersweisende Fossilien sind aus dem Mikritoidkalk nicht bekannt, die stratigraphische Einstufung erfolgt aufgrund der Stellung im Profil.

66 Mühlbergkalk

Gegen das Hangende kann die Ruhpolding-Formation in einen wenige Meter mächtigen roten, knollig geschichteten, feinspätigen Crinoidenkalk übergehen, der als Mühlbergkalk bezeichnet wurde (PAVLIK, 1989). Hinweise auf starke Drucklösung sind Styolithen mit ausgeprägten residualen Tonhäutchen. Im Schlift besteht das Gestein fast ausschließlich aus rekristallisiertem Crinoidenschutt, selten sind mikritische Intraklasten zu finden. Die zwei auf der ÖK 69

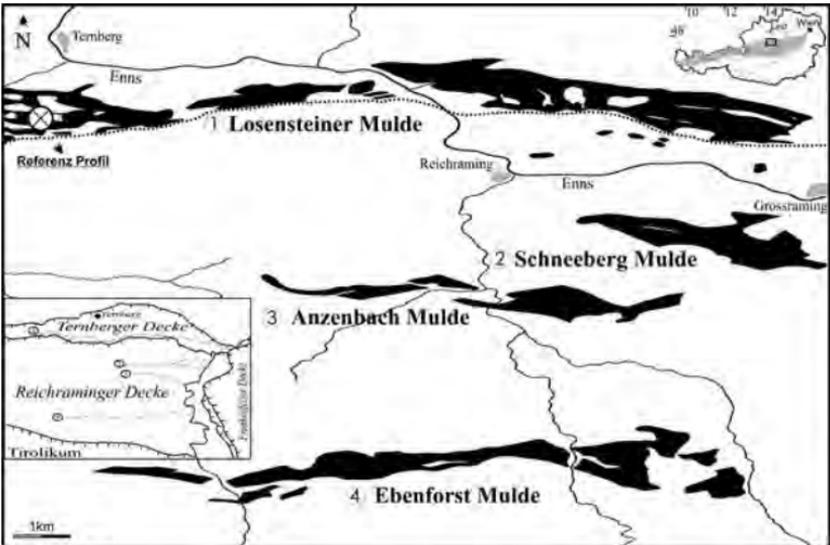


Abb. 17.
Die Verteilung der Schrambach-Formation (schwarz) in der Ternberger und Reichraminger Decke.

ausgeschiedenen Vorkommen von Mühlbergkalk liegen nordöstlich von Großraming im Gebiet des Haingrabenecks bzw. 1,3 km NE dieser Erhebung, direkt am östlichen Blattschnitt.

65 „Tithonbreccie“

Die Tithonbreccie ist auf ein Vorkommen im Osten der Ziegelbauernalm beschränkt. Die besten Aufschlüsse finden sich an der Forststraße, die von der Ziegelbauernalm zum Nesselkogel führt, wo die Tithonbreccie den Hierlatzkalk unmittelbar überlagert (MOSSBAUER, 1989). Dementsprechend setzt sich das Spektrum der bis zu m³-großen Komponenten vor allem aus Echinodermenspatkalken zusammen, die gelegentlich Fe/Mn-Krusten aufweisen. Auch Klauskalk-Komponenten wurden beobachtet, Radiolarite der Ruhpolding-Formation treten dagegen nicht auf. Calpionellen führende Mikrite bilden die Matrix der Breccie und kommen darin aber auch als Komponenten vor. Die Tintinnidenvergesellschaftung mit *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinopsella carpathica* und *T. longa* belegt das obere Tithonium bis Berriasium. Calpionellenkalke treten auch als ein- oder mehrphasige Füllungen von cm-breiten Spalten auf und belegen so synsedimentäre Bewegungen. Ammoniten können reichlich vorkommen, ergaben aber keine Altershinweise.

64 Bunter Oberjurakalk

Dunkelrote knollige Tonflaserkalke („Tegernseer Kalk“) im Liegenden und hellrote, dm-gebankte, eben bis wellig geschichtete Calpionellenkalke („Haselbergkalk“) im Hangenden wurden auf ÖK 69 zum Bunter Oberjurakalk („Steinmühlkalk“) zusammengefasst. Aptychen und stark angelöste Ammoniten treten nicht selten auf. In den Tonflaserkalken treten gelegentlich eisenreiche Knollen und Krusten auf. Die Tintinnidenvergesellschaftung des hangenden Abschnitts (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinopsella carpathica*, *Crassicolaria* sp.) belegt als

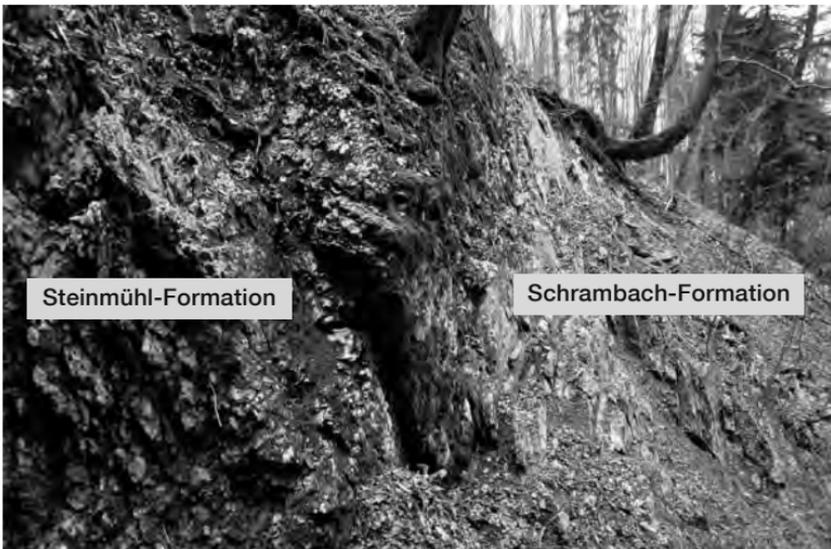


Abb. 18.
Das Referenzprofil Klausrieglerbach südlich von Ternberg.

Alter Tithonium bis Berriasium. Die Grenze zur überlagernden Schrambach-Formation wird durch den Farbumschlag der Gesteine von rot zu grau markiert.

63 Oberalmer Schichten

Das Verbreitungsgebiet der Oberalmer Schichten auf Kartenblatt Großraming ist auf den Bereich der Ebenforstmulde beschränkt, die durch die Diplomarbeiten von MOSSBAUER (1989) und ROHATSCH (1988) bearbeitet wurde. Die Oberalmer Schichten entwickeln sich allmählich aus der Ruhpolding-Formation und bestehen im basalen Abschnitt aus roten kieseligen Kalken und Radiolariten, in die sich grau gefärbte, klastische Resedimentlagen (Arenite und Breccien) mit Seichtwasserkomponenten einschalten. Diese „Roten Oberalmer Schichten“ können eine Mächtigkeit von bis zu 15 m erreichen. Darüber folgen die typischen grau gefärbten Oberalmer Schichten, die bis zu 20 m mächtig werden können. Sie bestehen aus dm-gebankten, ebenflächig geschichteten mikritischen Mergelkalken, die oft graue Horsteinknollen führen und eine starke Bioturbation erkennen lassen. Mikrofaziell handelt es sich um pelagische Mudstones mit Radiolarien, Schwammnadeln und Calpionellen. *Calpionella alpina* LORENZ belegt ein spättithones Alter. In die mikritischen Mergelkalke können Resedimentlagen von bis zu 2 m Mächtigkeit eingeschaltet sein, deren Komponenten Durchmesser von bis zu 10 cm haben können (Barmsteinkalk). Sie belegen die Existenz einer weiter im Süden gelegenen, seichten Karbonatplattform. Bei den Barmsteinkalken handelt es sich um Intrasparite mit überwiegend mikritischen Komponenten. Charakteristisch ist das Auftreten der Alge *Clypeina jurassica* FAVRE, die ein Alter von spätem Kimmeridgium bis spätem Tithonium belegt.

62, 61 Schrambach-Formation, „Neokommergel“ der Anzenbachmulde

Die Schrambach-Formation ist auf Blatt Großraming in Ost-West-streichen Mulden des Bajuvarikums in der Reichraminger Decke im Süden und Ternberger Decke im Norden vertreten. Von Süden nach Norden sind dies die Ebenforst-, die Anzenbach-, die Schneeberg- und die Losensteiner Mulde (Abb. 17). In der Ebenforstmulde begrenzt die Schrambach-Formation nur als schmales Band (wenige Meter) die dominierende Roßfeld-Formation (VAŠÍČEK & FAUPL, 1996a, b und 1998; LUKENEDER & REHAKOVA, 2007). Gegen Norden hin nimmt die Mächtigkeit der Schrambach-Formation zu und erreicht bis zu 250 m in der Losensteiner Mulde. In der Losensteiner Mulde wird die Schrambach-Formation von den jüngeren Tannheimer und Losensteiner Formationen begleitet. Nach Westen dünnen die Mulden aus und werden durch unterlagernden Hauptdolomit ersetzt. In den Weyerer Bögen bildet die Schrambach-Formation gemeinsam mit der Roßfeld-Formation die kretazische Stirn der Nord-Süd-verlaufenden Frankenfelder Decke.

Die Schrambach-Formation entwickelt sich aus der unterlagernden hornsteinreichen Oberalmer-Formation oder abrupt aus roten Kalken des Berriasiums (z.B. Steinmühl Kalke; LUKENEDER, 2000; LUKENEDER & REHAKOVA, 2004) oder reinen, grauen Kalken vom Maiolica-Typ (Untervalanginium). Die Obergrenze der Schrambach-Formation wird durch den Übergang in die Untere Roßfeld-Formation, welche sich durch turbiditische Sandsteine und Konglomerate auszeichnen, gebildet (FAUPL & WAGREICH, 2000; VAŠÍČEK & FAUPL 1996a, b und 1998; LUKENEDER, 2005a, b, c).

Die Lithologie zeichnet sich durch cm-dm-gebankte graue Kalke, mergelige Kalke und Mergel aus (50–95 % Karbonat-Gehalt). Der Kohlenstoffgehalt der Sedimente (TOC) reicht von 0,0 %–1,2 %, kann aber in dunklen, schieferigen Lagen

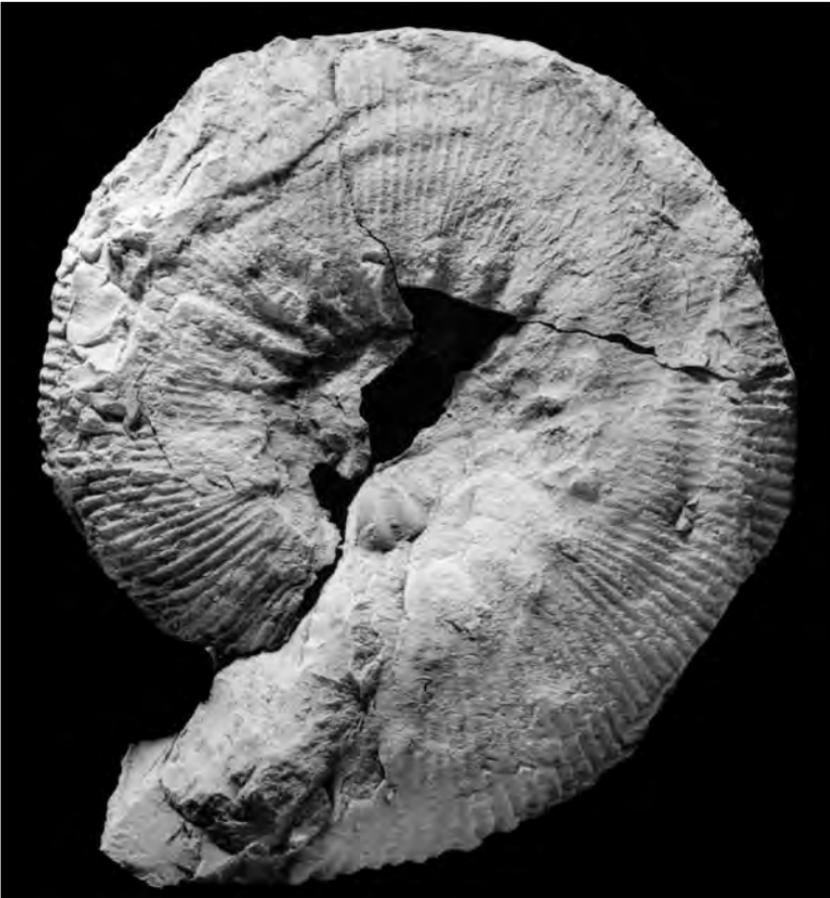


Abb. 19.
Der Ammonit *Olcostephanus guebhardi* (Durchmesser 10 cm) aus dem Valanginium des Profils Klausrieglerbach.

bis zu 10,0 % erreichen. Turbiditische Sandsteinlagen können vereinzelt eingeschaltet sein (LUKENEDER, 2003). Ein Referenzprofil (Abb. 18) ist aus der Ternberger Decke beschrieben (Klausrieglerbach KB1, E 014° 21' 10", N 47° 54' 32", 750 m; K 50, Blatt 69 Großbraming, LUKENEDER, 2003 und 2004b).

Unter den Fossilien sind Ammoniten (LUKENEDER, 2003, 2004a-d und 2005a; VAŠÍČEK & FAUPL, 1999), Belemniten (LUKENEDER, 2005b), Aptychen, Rhyncholithen, Muscheln, Brachiopoden (LUKENEDER, 2002) und Seeigel typisch. Die bekanntesten Ammoniten sind *Phylloceras thetys*, *Lytoceras subfimbriatum*, *Barremites difficilis*, *Haploceras grasianum*, *Neocomites neocomiensis*, *Neocomites neocomiensiformis*, *Olcostephanus guebhardi* (Abb. 19), *Bochianites neocomiensis*, *Crioceratites nolani* und *Karsteniceras ternbergense* (Abb. 20). In manchen Schichten können die Ammoniten Massenvorkommen bilden. Im Valanginium mit *Olcostephanus* (LUKENEDER, 2004c; LUKENEDER & HARZHAUSER, 2003) und im Barremium mit *Karsteniceras* (LUKENEDER, 2001 und 2003; LUKENEDER & TANABE, 2002). Mikrofossilien sind vorwiegend durch Calpionellen (z.B. *Calpionellites darderi*, *Calpionellites major*, *Tintinnopsella longa*, *Tintinnopsella carpathica*; siehe

LUKENEDER & REHÁKOVÁ, 2004), Ostrakoden, Schwebecrinoiden, Foraminiferen und Radiolarien vertreten. Bioturbation und Spurenfossilien sind mit *Chondrites* und *Zoophycus* allgegenwärtig. Nannofossilien sind mit *Retecapsa crenulata*, *Lithraphidites carniolensis carniolensis*, *Micrantholithus* cf. *obtusus*, *Nannoconus steinmannii*, *Nannoconus minutus*, *Watznaueria barnesae* und *Zeughrabdotus embergeri* nachgewiesen.

Das Alter der Schrambach-Formation kann mittels Fossilien (Makro-, Mikro- und Nannofossilien) auf frühes Berriasium bis spätes Aptium festgelegt werden (*Subthurmannia occitanica*-Zone – *Acanthohoplites nolani*-Zone). Das Absatzmilieu der Schrambach-Formation war pelagisch bis hemipelagisch mit teilweisen turbiditischen Schüttungen aus dem Süden.

59, 60 Roßfeld-Formation; Grobklastika

Die Roßfeld-Formation wurde zuletzt von FAUPL & TOLLMANN (1979) an der Typlokalität südlich von Salzburg charakterisiert. DECKER et al. (1987) geben einen Überblick unter Einbeziehung der Weyerer Bögen. In der Reichraminger Decke tritt die Roßfeld-Formation als jüngste Schichteinheit der Ebenforstmulde auf. Es besteht ein deutlicher Faziesgradient von grobklastisch dominierten Abfolgen der Roßfeld-Formation in dieser Mulde im Süden über feine Turbiditsandsteinlagen innerhalb pelagischer Kalke in der Anzenbachmulde bis hin zu pelitisch dominierten Abfolgen innerhalb der Schneebergmulde im Norden, die zur Schrambach-Formation bzw. den „Neokommern“ gestellt werden. Kartierungsbezogen wird die Untergrenze der Roßfeld-Formation mit dem Aussetzen pelagischer Calpionellenkalke bzw. dem Erstaufreten grobklastischer Lagen gezogen, während Sandsteinlagen innerhalb von Mikritkalkabfolgen noch zur Schrambach-Formation gestellt werden (P. FAUPL, pers. Mitt.).

Über der Schrambach-Formation in der Ebenforstmulde entwickelt sich eine Abfolge gut geschichteter, 2–9 m mächtiger, fein- bis mittelkörniger Karbonatsandsteinlagen und Feinbreccien und im Folgenden bis 150 m mächtige, mittel- bis dunkelgraue, siltige bioturbate Mergel und mergelige Siltsteine (40–70 % Karbonatgehalt) mit wenigen Sandsteinlagen. Im Hangenden folgt eine bis zu 80 m mächtige Abfolge von Breccien und Sandsteinlagen. Matrix- und klastengestützte Breccien mit Karbonatkomponenten bis zu 2,5 m treten auf. Darüber wird die Schichtfolge von einer massigen, bis zu 40 m mächtigen Karbonatbreccie abgeschlossen.

Mit Ammoniten und Calpionellen kann generell ein Valanginium- bis Hauteriviumalter festgestellt werden. Ammoniten des Spät-Valanginiums aus dem mergelreichen Abschnitt sind u.a. vom Nordabhang des Hochkogels bekannt (re 538240, ho 294 680, VAŠIČEK & FAUPL, 1996a, b; siehe auch LUKENEDER, 2005a und LUKENEDER & REHÁKOVÁ, 2007).

Der Ablagerungsbereich wird als synorogene, grobklastische Tiefseerinnenfazies während tektonischer Bewegungen in der Unterkreide interpretiert (DECKER et al., 1987). Die Schwermineralspektren zeigen mittlere bis hohe Gehalte an Chromspinnell, die auf den Abtrag aus einer südlich gelegenen Tethys-Suturzone (Hallstatt-Meliata-Ozean) zurückgeführt werden (POBER & FAUPL, 1988).

58 Losenstein- und Tannheim-Formation

Die Losenstein- und Tannheim-Formation der Frankenfelsler und Ternberger Decke werden hier zusammen mit den Mittelkreidesedimenten der kalkalpinen Randschuppe („Randcenoman“) behandelt, da lithologisch sehr große Übereinstimmungen herrschen.



Abb. 20.

Der Ammonit *Karsteniceras ternbergense* (Durchmesser 3 cm) aus dem Barremium des Profils Klausrieglerbach.

Die tonig-mergelige Tannheim-Formation (ZACHER, 1966) folgt innerhalb der Losensteiner Mulde (Stiedelsbach-Gebiet) der Ternberger Decke und den Mulden der Frankenfelsler Decke mit wenigen Metern Mächtigkeit über der Schrambach-Formation. Graue und schwarze, seltener rote dünnsschichtige bis laminierte Tonmergel und Mergel (Karbonatgehalte bis 50 %) sind kennzeichnend, Sandsteinlagen und Konglomerate fehlen. An der Basis können dm-dicke Hedbergellenkalke (dichtgepackte Foraminiferen-Mikrite und -Sparite, Aptium) auftreten, die auch spaltenförmig in die grauen Kalke der Schrambach-Formation eindringen (WAGREICH, 2009). Innerhalb der kalkalpinen Randschuppe treten stark zerscherte, dunkelgraue, schwarze und rötliche Mergel auf. Die Hangendgrenze zur Losenstein-Formation ist diachron und wird mit der ersten deutlichen >5 cm dicken Sandstein- oder Konglomeratbank gezogen.

Stratigraphische und fazielle Daten finden sich in KOLLMANN (1968), KENNEDY & KOLLMANN (1979), IMMEL (1987), WEIDICH (1990), WAGREICH & SACHSENHOFER (1999) und KENNEDY et al. (2000). Die Tannheim-Formation wird als eine hemipelagische Tiefwasserfazies interpretiert.

Das Alter der Tannheim-Formation reicht von Spät-Aptium bis mittleres/spätes Albium (EGGER, 1989; WEIDICH, 1990). Dunkelgraue bis schwarze laminierte Tonmergel mit organischen Kohlenstoffgehalten über 1 % zeigen ein Massenvorkommen von Ammoniten, u.a. im Hölleleitengraben, an der Forststraße 100 m S Leheralm, mit *Leymeriella tardefurcata* (Abb. 21), *Leymeriella pseudoregularis* und *Beudanticeras* sp. (*L. regularis*-Subzone der *L. tardefurcata*-Zone des Unteren Albiums, KENNEDY & KOLLMANN, 1979; *Hedbergella planispira*-Planktonforaminiferen-Zone). Im Hanslgraben, einem Nebengraben des Pleißabaches, SE von



Abb. 21.
Der Ammonit *Leymeriella tardefurcata* (Durchmesser ca. 2 cm) vom Aufschluss bei der Lehnernalm.

Brunnbach, belegt der Ammonit *Hamites cf. simplex* D'ORBIGNY mittleres?/oberes Albium (WAGREICH, 2003).

Die Losenstein-Formation wurde von KOLLMANN (1968) im Stiedelsbachgraben bei Losenstein definiert und von WAGREICH (2003) charakterisiert (Typprofil auf ÖK 69, in 2 Seitengräben des Stiedelsbachs, beginnend ab 550 m, BMN RW: 585677, HW: 310063 bis RW: 535736, HW: 310091; RW: 535714, HW: 310020 bis RW: 535852, HW: 309560). Sie überlagert konkordant die Tannheim-Formation und zeigt einen graduellen Übergang durch Zunahme gröberklastischer Lagen. Lithofaziell können hemipelagische Mergel und Tonsteine, dünn-schichtige turbiditische Siltstein-Mergel-Wechselagerungen, dünnbankige bis dickbankige klassische Turbidite, massive und laminierte Tiefwassersandsteine, geröllführende Tone und Sandsteine, Konglomerate und pelitdominierte Rutschmassen unterschieden werden. Kennzeichnend sind häufige kalkalpenfremde („exotische“) Gerölle, wie etwa Quarzporphyre, Quarzite sowie wenige basische Vulkanite und Granitoide, aber auch Urgonkalkgerölle (SCHLAGINTWEIT, 1991). An Schwermineralen sind Zirkon und Turmalin sowie wechselnde Gehalte von Chromspinnell und geringe Prozentanteile von blauen Alkali amphibolen und Chloritoid anzutreffen. Im Bereich der kalkalpinen Randschuppe kommen zu diesem Material noch häufig Glimmerschiefer-Komponenten dazu, die bis Blockgröße erreichen können (u.a. EHRENDORFER, 1988). Schwermineralspektren aus Sandsteinen der kalkalpinen Randschuppe führen oft höhere Chloritoidgehalte (FAUPL & WAGREICH, 1992). Auch matrixgestützte Geröllmergel mit bis zu 0,5 m großen, gerundeten Komponente treten hier auf.

Foraminiferenfaunen belegen für die Losenstein-Formation Mittel- bis spätes Albium und basales Cenomanium (KOLLMANN, 1968; LÖCSEI, 1974; WEIDICH, 1990:

primula-Zone des frühen bis mittleren Albioms, *ticinensis*-Zone des mittleren bis späten Albioms, *appenninica*-Zone des späten Albioms, *brotzeni*-Zone (= *globotruncanoides*-Zone) des späten Albioms bis frühen Cenomaniums. Daneben können Nannofossilien (Standardzonen CC8-CC9 mit dem Erstauftreten von *Eiffellithus turriseiffelli* im unteren Abschnitt des Stiedelsbach-Profiles, WAGREICH, 2003), Orbitolinen und sehr selten Ammoniten (*Hysterocheras* cf. *orbigny* (SPATH) und *Puzosia* cf. *lata* SEITZ aus dem Hölleleitengraben, Spätes Albium der *Mortoniceras inflatum*-Zone, COOPER et al., 1977) zur Biostratigraphie herangezogen werden. Umgelagerte Seichwasserfaunen, wie Gastropoden, Bivalven und Korallen, kommen ebenfalls vor (KOLLMANN, 1976, 1978, 1979, 1982a).

Als Ablagerungsbereich lassen sich Tiefseefächer mit Rinnen, Zwischenrinnenbereiche, submarine Schuttströme und Rutschmassen rekonstruieren. Der generelle Coarsening-upward-Trend zeigt die Progradation von linearen Hangfächern („slope apron“) in ein pelagisches, langgestrecktes Becken, wahrscheinlich aufgrund erhöhter tektonischer Aktivität im nördlichen Hinterland. Das Tannheim-Losenstein-Becken kann als früher, tiefmariner, siliziklastischer Piggyback-Trog vor der Front überschiebender höherer kalkalpiner Decken interpretiert werden (WAGREICH, 2003).

57 Branderfleck-Formation

Die Branderfleck-Formation wurde von GAUPP (1982) in den westlichen Kalkalpen definiert und von FAUPL & WAGREICH (1992) auf Blatt 69 erstmals in den östlichen Kalkalpen beschrieben.

Dolomitreiche Breccien und Konglomerate sowie blaugraue laminierte Sandsteine liegen im Gebiet der Pichlbaueralm, 1,7 km NNW des Berggipfels Bodenwies, diskordant über vorkretazischen Schichten der Lunzer Decke, welche hier eine E-W-streichende Quereinfaltung innerhalb der eingedrehten Weyerer Bogenstruktur bildet. Die gröberklastische Entwicklung des Liegenden wird von einförmigen, grauen, schlecht gebankten sandig-siltigen Mergeln bis grauen Feinsandsteinen überlagert (FAUPL & WAGREICH, 1992). Die Gesamtmächtigkeit erreicht 50 m. Auf den grauen Mergeln liegen diskordant Gosaukonglomerate (Kreuzgraben-Formation). Sie belegen die mehrphasige Deformationsgeschichte und bestätigen die lithostratigraphische Abtrennung der Branderfleck-Formation von der überlagernden Gosau-Gruppe.

Bivalven, Gastropoden und solitäre Korallen treten in den Mergeln auf, partienweise häufig sind Inoceramen und Ammoniten zu finden, die eine Einstufung in das mittlere Turonium belegen [u.a. *Lecointricerias fleuriausianum* (D'ORBIGNY) und *Collignoceras woollgari* (MANTELL); SUMMESBERGER, 1992]. In Mergelzwischenlagen belegen Praeglobotruncanen der *helvetica-praehelvetica*-Gruppe sowie *Marginotruncana schneegansi*, ebenso wie Nannofloren mit *Eiffellithus turriseiffelli*, *Quadrum gartneri* und *Lithastrinus septenarius* den Zeitraum spätes Cenomanium–Turonium. In den Schermineralspektren sind neben stabilen Mineralen und Chromspinnell auffallende Gehalte an Chloritoid und insbesondere blauen Alkali amphibolen (bis zu 29 %) typisch.

56 Sandstein und Konglomerat der kalkalpiner Randschuppe („Randcenoman“)

Lithofaziell können hemipelagische Mergel und Tonsteine, dünn-schichtige turbiditische Siltstein-Mergel-Wechselagerungen, dünnbankige bis dickbankige klassische Turbidite, massive und laminierte Tiefwassersandsteine, geröllführende

Tone und Sandsteine, Konglomerate und pelitdominierte Rutschmassen unterschieden werden. Kennzeichnend sind häufige kalkalpenfremde („exotische“) Gerölle, wie etwa Quarzporphyre, Quarzite sowie wenige basische Vulkanite und Granitoide, aber auch Urgonkalkgerölle (SCHLAGINTWEIT, 1991) und Glimmerschiefer-Komponenten, die bis Blockgröße erreichen können (u.a. EHRENDORFER, 1988). An Schwermineralen sind Zirkon und Turmalin sowie wechselnder Gehalt von Chromspinell und geringe Prozentanteile von blauen Alkali amphibolen und Chloritoid anzutreffen.

55-46 Gosau-Gruppe

Die Ablagerungen der Gosau-Gruppe auf Blatt 69 Großraming (Gosau der Weyerer Bögen, u.a. FAUPL, 1983) bilden einen Nord-Süd-verlaufenden, beinahe ununterbrochenen Aufschlusszug auf der Reichraminger Decke und der Staufenhöllengebirgsdecke, der unter die westvergente postgosauisch überschiebenden Elemente der Kalkalpinen Randschuppe und des Frankenfels-Lunzer Deckensystems (Weyerer Bögen) einfällt. Dieser Aufschlusszug bietet die einmalige Gelegenheit, in größerem Ausmaß innerhalb der Gosau-Gruppe fazielle N-S-Beziehungen zu untersuchen (FAUPL, 1983). Die vor allem höhere Oberkreide umfassende Schichtfolge (Abb. 22) liegt diskordant auf einem bauxitgefüllten Erosionsrelief auf. Nach der ersten kartenmäßigen Darstellung von GEYER (1911b) erkannte AMPFERER (1931, 1933) die weite Verbreitung von Gosauschichten in diesem Gebiet, nachdem frühere Autoren noch an eine Flyschtransgression in die Kalkalpen dachten. LÖGTERS (1937a, b) gliederte die Gosauschichten in mehrere Abschnitte, gefolgt von HABERFELNER (1951) und besonders RUTTNER & WOLETZ (1956), die eine detaillierte Karte und Gliederung des Gebietes Weißwasser-Unterlaussa erstellten (zur Biostratigraphie siehe auch OBERHAUSER, 1963). Später wurde der gesamte Streifen von FAUPL (1983) neu bearbeitet. Mehrere Typuslokalitäten liegen auf ÖK 69 (Weißwasser-Formation, Hieselberg-Formation, Brunnbach-Formation).

Der Altersumfang der Gosau-Gruppe auf ÖK 69 reicht von Spätem Turonium (Nannofossil-Standardzone CC13 mit *Marthasterites furcatus*) bis Maastrichtium, mit fraglichem Paleozänanteil (OBERHAUSER, 1963). Innerhalb der Abfolge sind Diskordanzen im Campanium festzustellen, die von RUTTNER & WOLETZ (1956) detailliert beschrieben wurden. Diese intragosauische Diskordanz trennt die Untere Gosau-Subgruppe (Oberturonium–Santonium) von der Oberen Gosau-Subgruppe (Campanium–Maastrichtium–Danium), und stellt damit das Typusgebiet der „intragosauischen“ Phase dar (FAUPL, 1983). WOLETZ (in RUTTNER & WOLETZ, 1956) erkannte in diesem Gebiet erstmals den Umschlag von chromspinelldominierten Schwermineralspektren im Liegenden der Diskordanz zu granatdominierten Spektren im Hangenden.

Von der Stratigraphie und den Gesteinsmächtigkeiten ausgehend ist eine südliche, ältere Beckenstruktur (Weißwasser-Gebiet) mit vorwiegend seichtmariner Oberturonium-Santonium-Füllung von einem nördlichen Campanium-Tiefwasserbecken (Großraming-Hieselberg) zu unterscheiden (Abb. 21). Die Brunnbach-Formation greift dann diskordant über die gestörten und intragosauisch verfalteten, älteren Gosauschichtglieder hinweg (RUTTNER & WOLETZ, 1956; FAUPL, 1983).

Die Begriffe „Tiefere Gosau“ und „Höhere Gosau“ werden heute durch die lithostratigraphischen Termini „Untere Gosau-Subgruppe“ und „Obere Gosau-Subgruppe“ ersetzt. Die Untere Gosau-Subgruppe („Tiefere Gosau“) umfasst terrestrisch-seichtmarine Ablagerungen (Bauxit, Konglomerate, Kohle, Sandsteine, Mergel, Rudistenkalke), die Obere Gosau-Subgruppe umfasst Ablagerungen

des Tiefwassers (pelagische Kalkmergel, Turbiditabfolgen, Tiefwasserbreccien). Die Hieselberg-Formation als Äquivalent zur Spitzenbach-Formation wird neuerdings zur Oberen Gosau-Subgruppe gestellt.

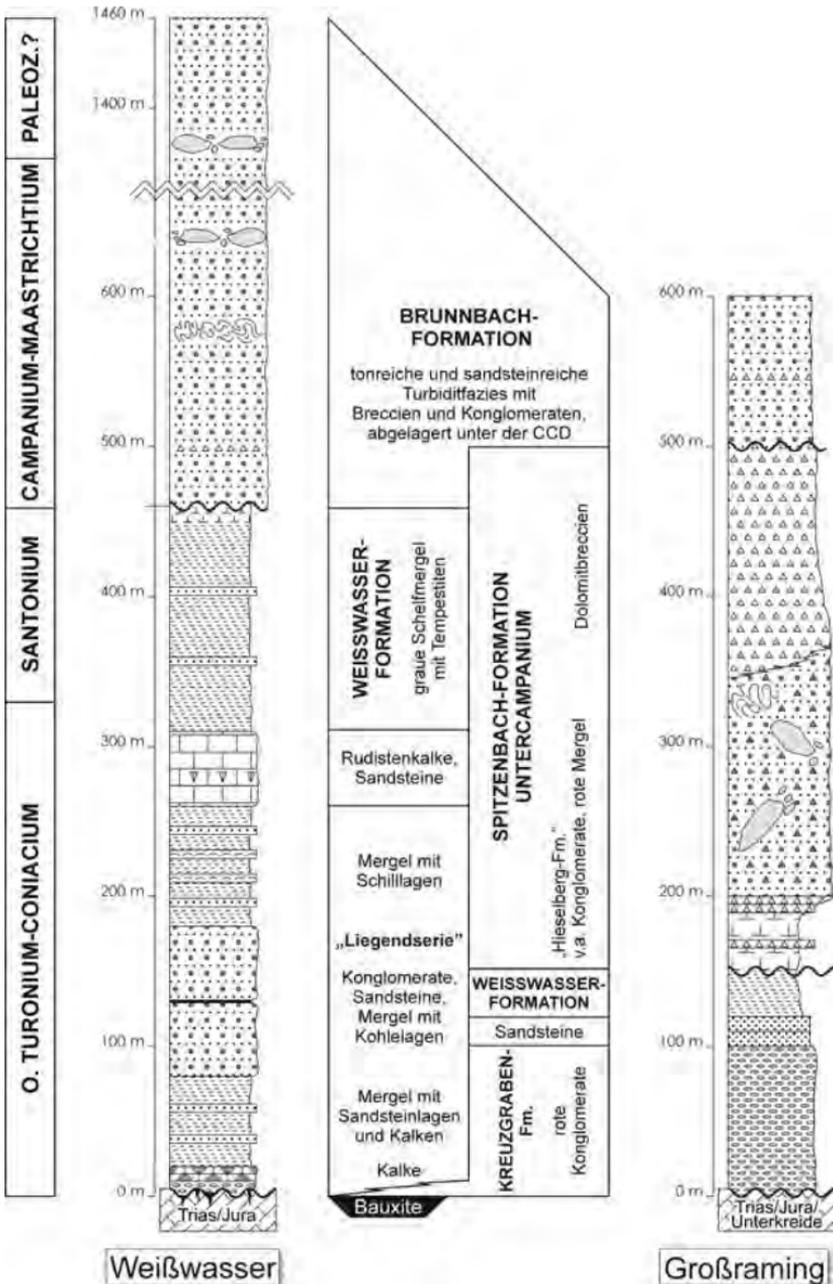


Abb. 22. Die Schichtfolge der Gosau-Gruppe auf Blatt Großraming.

55 Bauxit

Ältestes und basales Schichtglied der Gosau-Gruppe bilden meist rötliche Bauxite, die im Weißwassergebiet (Aschauer Alm – Blabergalm – Prefingkogel) in Karsthohlräumen unregelmäßig verteilt auftreten. Diese Aluminiumerze (vorwiegend Böhmit mit Hämatit, bis 1964 bergmännisch abgebaut) entstanden im mittleren bis späten Turonium (FAUPL & WAGREICH, 1992) durch subtropische Verwitterung als oxidierte Karst-Bauxite auf den herausgehobenen Kalkalpen. Textuell sind sie durch Ooidführung und das Auftreten von Extraklasten inklusive Chromspinell gekennzeichnet und stellen transportierte „parautochthone“ Bauxite dar (u.a. MINDSZENTY et al., 1991).

54 Basales Konglomerat, lokale Rotfärbung

Auf Bauxit oder direkt auf älterem Untergrund bis hin zur Branderfleck-Formation sind rötliche und bräunliche Konglomerate und Breccien aus Lokalmaterial (vorwiegend Kalke und Dolomite) mit seltenen rötlichen Sandsteinzwischenlagen abgelagert. Sie erreichen im Gebiet südlich des Hieselbergs eine maximale Mächtigkeit von über 100 m. Sie können in Übereinstimmung mit der Typokalitalität bei Gosau (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982b; WAGREICH, 1988) zur Kreuzgraben-Formation gestellt und als alluvial-fluviatile Ablagerungen von Schwemmfächern interpretiert werden. Obwohl fossilfrei, lässt sich ihr Alter auf Spätes Turonium durch die Unterlagerung von mittelturonen Branderfleck-Formation und die Überlagerung von oberturonen marinen Gosauschichten einengen (FAUPL & WAGREICH, 1992).

53 Süßwasserkalk, -mergel

Stellenweise direkt über vorgosauischem Untergrund (z.B. E Prefingkogel), auf dem Bauxit oder auf geringmächtigen Konglomeraten liegt ein bis zu 20 m mächtiger Abschnitt von graubraunen bis schwarzen, z.T. bituminösen Süßwasser- und Brackwasserkalken mit Algenlaminiten und Pisoiden (WAGREICH, 1990; basaler Teil der Liegendserie von RUTTNER & WOLETZ, 1956). Die Kalke zeigen erhöhte Urangehalte (SCHERMANN, 1980).

52 Kalksandstein, vereinzelt geröllführend

Kalksandsteine, die zum Teil geröllführend sind, bilden im Bereich zwischen Pechgraben und Lackenwald das tiefste Schichtglied über den basalen Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation. Mächtigkeiten bis einige Zehnermeter sind beobachtbar. Generell sind diese Karbonatsandsteine stark vom kalkalpinen Untergrund beeinflusst. Rötliche, gelblich verwitternde Kalkarenite mit Geröllagen sind häufig, daneben treten auch Dolorudite und Doloarenite in HauptdolomitaREALen auf. Marine Bioklasten wie Echinodermenbruchstücke, Molluskenschalen, Rotalgen und Bryozoenfragmente sind feststellbar, siliziklastischer Detritus fehlt weitgehend (FAUPL, 1991). Geringmächtige Rudistenkalklagen treten ebenfalls auf. Chromspinell ist das typische Schwermineral.

Das Alter dieser randmarinen bis neritischen Karbonatsandsteinfazies kann auf mittleres bis oberes Coniacium durch die Überlagerung von Oberconiacium/Untersantonium der Weißwasser-Formation eingeengt werden (FAUPL, 1983 und 1991). Sie vertreten faziell die im Folgenden beschriebene, gleich alte, mächtige Wechselfolge des Beckenbereichs von Weißwasser.

51 Wechselfolge von Konglomerat, Sandstein und siltigem Mergel, vereinzelt Kohleflöze

Im Beckenbereich von Weißwasser ist diese bis 260 m mächtige heterogene Abfolge von grauen Konglomeraten mit vereinzelt Quarzporphyrgeröllen, grauen Sandsteinen, dunkelgrauen Kalken und siltigen Mergeln, kohligem Mergellagen sowie Mollusken-Schilllagen ausgebildet und zieht bis auf das Kartenblatt 99 Rottenmann („Liegendserie“ nach RUTTNER & WOLETZ, 1956). Es handelt sich um eine randmarine Fazies mit groben Fan-Delta-Ablagerungen, seichtmarinen Mergeln und Sandsteinen mit Sturmschilllagen (WAGREICH, 1990). Die Schwermineeralspektren sind durch Dominanz von Chromspinell oder Zirkon gekennzeichnet. FAUPL (1983) beschreibt Paläoströmungsindikatoren, die einen Sedimenttransport von Norden nach Süden belegen.

Aus den mergeligen Partien und den Schilllagen sind die ältesten marinen Leitfossilien bekannt, u.a. die Bivalve *Didymotis*, die den Grenzbereich Turonium-Coniacium belegt (vgl. SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996). Nannofossilproben zeigen Oberturonium–Unterconiacium (Standardzone CC13 mit *Marthasterites furcatus*), in höheren Partien dann Mittel- bis Oberconiacium (Standardzone CC14 mit dem Erstauftreten von *Micula decussata*, WAGREICH, 1990).

50 Rudistenkalk

Bis zu 50 m mächtige Rudisten führende Kalke und sandige Kalke des höheren Coniaciums bilden einen verwitterungsresistenten Leithorizont im Weißwasser-Gebiet, von der Hörndlmauer bis südlich Schneckengraben. Es treten sowohl vereinzelt Rudisten führende Kalksandsteine als auch Rudistenschuttkalke und gewachsene Riffstrukturen/Biostrome auf, die von SANDERS & PONS (1999) von der Forststraße zur Blabergalm beschrieben wurden. Hippuriten, Radiolitiden, Nerineiden und Korallen sind häufig, daneben sind miliolide Foraminiferen in feinkörnigeren Abschnitten kennzeichnend, die als Lagunenfazies interpretiert wurden (SCHLAGINTWEIT, 1992: u.a. *Idalina antiqua*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina discoidea*). Der rasche laterale Faziesübergang in die Kalksandsteine des Coniaciums (52) wurde von FAUPL (1983) beschrieben.

49 Weißwasser-Formation, „Inoceramenmergel“

Die grauen, siltig-sandigen Mergel und Kalkmergel der Weißwasser-Formation (Abb. 23) stellen ein Äquivalent zur Grabenbach-Formation des Gosau-Typusgebietes (WEIGEL, 1937; WAGREICH, 1988; „Inoceramenschichten“ von RUTTNER & WOLETZ, 1956) dar. Ihr Alter kann auf Spät-Coniacium bis Santonium festgelegt werden (*Dicarinella asymetrica*-Planktonforaminiferenzone, OBERHAUSER, 1963; Nannofossil-Standardzonen CC14-CC16, WAGREICH, 1990, 1991). Die Schelfmergelfazies greift transgressiv über das gesamte Gosaugebiet von Weißwasser bis zum Pechgraben und zeigt mit ansteigenden Planktonforaminiferengehalten eine deutliche Vertiefung und Ausdehnung des Gosaumeeres bis ca. 150 m Wassertiefe an. Im liegenden, stärker sandig-siltigen Abschnitt wurden mit *Inoceramus undulaticus* und *Texanites* der Grenzbereich Coniacium-Santonium im unmittelbar südlich benachbarten Gebiet Saigerin/Breitenberg (ÖK 99 Rottenmann) nachgewiesen. Der hangendste Bereich nordwestlich der Brücke bei Weißwasser (Kote 596) zeigt rötlich-bräunliche Mergel des Obersantoniums und damit faziell einen Übergang in die Nierental-Formation (OBERHAUSER, 1963: „Obere Inoceramenschichten“; siehe auch das Vorkommen von Nierental-Formation unmittelbar benachbart auf ÖK 99 am Breitenberg, FAUPL, 1983). Innerhalb der bioturbaten Schelfmergel sind vereinzelt Sandsteinlagen zu finden, die als Sturmlagen ge-



Abb. 23.
Siltiger Mergelstein der Weißwasser-Formation im unteren Sonnbachtal.

deutet werden, und durch hohe Chromspinnellgehalte in den Schwermineralspektren gekennzeichnet sind (FAUPL, 1983). Im Bereich Klausriegel – Lackenwald – Anlaufbodenalm sind metermächtige Karbonat-Konglomeratlagen und blaugraue, geröllführende Kalksandsteine einer randmarinen Fazies eingeschaltet (FAUPL & WAGREICH, 1989).

48 Hieselberg-Formation

Der Begriff „Hieselbergschichten“ wurde als Arbeitsbegriff von FAUPL & WAGREICH (1989) für die über 200 m mächtigen polymikten Karbonatbreccien am Nordhang des Hieselbergs S Großraming eingeführt. Diese wohl heute als Subformation zur Spitzenbach-Formation zu stellende karbonatische Breccie bis Konglomerat mit Karbonatschollen und vereinzelt grauen und roten Mergel- und Sandsteinlagen ist ein proximales Äquivalent zu einer mehr mit der Nierental-Formation vergleichbaren roten und grauen Kalkmergelabfolge mit gradierten Karbonatbreccien-Sandsteinlagen N Großraming (Kuppe zwischen Pechgraben und Neustiftgraben SW Seitweger). An Komponenten treten Trias-, Jura- und Unterkreidegesteine der Reichraminger Decke sowie markant graue Kalksandstein-komponenten aus der Branderfleck-Formation auf (WAGREICH, 1990). Stellenweise liegen die Breccien direkt auf kalkalpinem Untergrund, z.B. auf Hauptdolomit, auf, wobei die Grenze zwischen anstehendem Dolomit und den Gosau-Breccien oft nur schwer zu finden ist. Die Breccien und Konglomerate repräsentieren submarine Debris-flow-Ablagerungen, wahrscheinlich an tektonisch aktiven Störungen in einem gegliederten Beckenhang entstanden.

Mikrofossiluntersuchungen (*Dicarinella asymetrica-Globotruncanita elevata* und *Globotruncanita elevata*-Planktonforaminiferenzonen; Nannofossil-Standardzonen CC17 bis CC18 mit *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula decussata* und *Calculi-*

tes obscurus sowie im Hangenden *Broinsonia parca*) belegen spätes Santonium bis frühes Campanium.

47 Spitzenbach-Formation

Im Vergleich mit der Typlokalität in der Spitzenbachklamm bei St. Gallen/Altenmarkt (Blatt 99 Rottenmann) wurde der praktisch ausschließlich aus Hauptdolomitschutt bestehende höhere Abschnitt der Breccienabfolge des Hieselbergs zur Spitzenbach-Formation gestellt (vgl. FAUPL, 1983). Typisch sind massige, monomikte Breccien mit wenigen, cm-großen, kantigen Komponenten von grauem Hauptdolomit, die wandbildend im Gipfelbereich des Hieselbergs auftreten. Die Dolomitbreccien gehen ohne scharfe Grenze aus den unterlagernden polymikten Karbonatbreccien hervor, sodass eine genaue Abgrenzung dieser beiden Einheiten nur schwer möglich ist (z.B. Aufschluss am Ennstalradwanderweg W Rodelsbach, re539526/ho305620). Eine Mindestmächtigkeit von 150 m kann aus dem Kartenbild rekonstruiert werden, die tatsächliche Mächtigkeit kann wesentlich höher liegen. Für diesen Abschnitt ist ein Campaniumalter anzunehmen (WAGREICH, 1991).

46 Brunnbach-Formation

Diskordant über den älteren Gosauschichtgliedern liegt die Brunnbach-Formation („Nierentaler Schichten“, RUTTNER & WOLETZ, 1956), eine bis zu 1000 m mächtige Abfolge von Breccien, Sandsteinen und grauen, grünen und roten Mergeln und Tonen, die eingehend von FAUPL (1983) beschrieben wurde. Die Formation ist nach der Siedlung Brunnbach im Lumpgraben S Großraming benannt. Als Typprofil gelten die Aufschlüsse von Brunnbach in den Pleißabach. Es handelt sich um typische Turbiditabfolgen mit klassischen Turbiditen und Rinnenfüllungen tiefmariner Fächer des Spät-Campaniums bis Maastrichtiums. Paleozän (Danium) ist nur in vereinzelt Proben wahrscheinlich (WICHER & BETTENSTAEDT, 1957; PLÖCHINGER, 1987).

Auf Blatt 69 sind sowohl die sandstein- und breccienreiche Faziesausbildung (u.a. Gebiet Sonnberg-Weißwasser) als auch die bunte ton- und mergelreiche Entwicklung (u.a. NE Bachlbauer; dominierend im liegenden Abschnitt der Brunnbach-Formation nach FAUPL, 1983) aufgeschlossen. FAUPL (1983) interpretiert aufgrund der unterschiedlichen Faziesausbildung und der Unterschiede im Schwermineralspektrum (granat- und chromspinellreiche Typen) zwei sich überlappende Tiefseefächersysteme innerhalb der Brunnbach-Formation. Paläoströmungsdaten zeigen auf Transportrichtungen gegen N bzw. NW. Siliziklastisches Material wurde aus dem Süden eingetragen und zeigt permische Metamorphosealter (FAUPL & THÖNI, 1981; FRANK et al., 1998). Die Ablagerung erfolgte im Tiefwasser, unterhalb der Kalzitkompensationstiefe, wie kalkfreie hemipelagische Tonabschnitte belegen (FAUPL & SAUER, 1978).

Aufgrund der hohen Tonanteile neigen die Gesteine der Brunnbach-Formation zu Rutschungen, wie etwa in den Gebieten Plaißberg und Sonnberg.

3.2. Rhenodanubische Flyschzone

45 Tristel-Formation

Gesteine der Tristel-Formation konnten im Arbeitsgebiet nur an wenigen Stellen aufgefunden werden und sind auf das Gebiet östlich der Enns beschränkt. Ein

sehr kleines Vorkommen (das deswegen auf der gedruckten Karte nicht vermerkt werden konnte) befindet sich beim Dorf Laussa, unmittelbar nördlich des Kalkalpenrandes, ein anderes liegt im Pechgrabengebiet südlich vom Gehöft Kaltrinner (ca. 1 km NW vom BUCH-Denkmal) an der Basis des Rhenodanubikums und eine isolierte Scholle dieser Gesteine wurde inmitten von Buntmergelserie etwa 2 km nördlich des BUCH-Denkmalts entdeckt. Die erste Lokalität wird bereits von GEYER (1909: 64) beschrieben und als Neokomapythenkalk bezeichnet. Das Unterkreidealter konnte mit Hilfe der Nannoflora bestätigt werden: *Watznaueria barne-sae*, *Micrantholithus hoschulzi* und *Nannoconus* sp.

Aufgrund ihrer Lithologie müssen diese Gesteine aber im Gegensatz zu GEYER (s.o.) der Rhenodanubischen Gruppe zugeordnet werden: Im Aufschluss dominieren graue Mergel mit hellen Anwitterungsfarben, welche z.T. reichlich Chondriten führen. Daneben kommen dm-mächtige, gelbbraun anwitternde Bänke grauer Feinsandsteine vor. Kennzeichnend für die Tristelschichten sind aber vor allem vereinzelt in die Schichtfolge eingeschaltete, bis 25 cm mächtige Bänke von gradierten, grauen Kalksandsteinen, deren Basis aus Grobsandstein oder Feinbreccie (Komponenten 3–4 mm) aufgebaut wird. Diese Gesteine werden als Tristelbreccie (s. MÜLLER-DEILE, 1940) bezeichnet.

Bedingt durch das Kalzitement, welches mit etwa 20 % am Gesteinsaufbau beteiligt ist, glitzern die Bruchflächen spätig auf. An Komponenten überwiegen graue, weitgehend fossilere Karbonate (Mudstones), daneben treten aber auch lithische Fragmente von polykristallinem Quarz mit z.T. stark undulöser Auslöschung, von Quarz-Plagioklasaggregaten und von Vulkaniten auf. Letztere erscheinen als Quarze mit Korrosionsbuchten, welche an den Korngrenzen gelegentlich noch Reste einer dunklen Matrix erkennen lassen (Porphy Quarze). Die lithischen Fragmente machen mehr als 60 % des Komponentenspektrums aus. Auch die monokristallinen Quarze zeigen häufig Korrosionsbuchten, sind meist



Abb. 24.
Piesenkopf-Formation im Ahornleitengraben (Aufschluss ca. 2 km NW BUCH-Denkmal).

einschlussfrei und besitzen flächige Auslöschung. Isolierte Feldspatkörner sind selten und kommen fast nur in Form von Plagioklas vor. Nur vereinzelt wurde auch Kalifeldspat beobachtet.

44 Gaultflysch

WORTMANN et al. (2004) haben die höhere Unterkreide der Rhenodanubischen Gruppe (EGGER & SCHWERD, 2008) neu formalisiert und als Rehbreingraben-Formation bezeichnet. Die Typlokalität Rehbreingraben befindet sich in der bayerischen Flyschzone südwestlich von Bad Tölz. Das Alter der Rehbreingraben-Formation wird mit spätes Aptium bis spätes Albium angegeben (EGGER et al., 2009).

Typisch für die Rehbreingraben-Formation sind harte, splitterig brechende, glaukonitreiche fein- bis grobkörnige Quarzsandsteine, welche meist von zahlreichen Kalzitadern durchzogen sind. Daneben kommen dunkelgraue bis schwarze Tonsteine, siltige Tonsteine und Siltsteine vor. Das ausgedehnteste Vorkommen der Rehbreingraben-Formation auf Blatt Großraming befindet sich an der Basis des Rhenodanubischen Flysches im Pechgrabengebiet beim Gehöft Kaltrinner. Ein weiteres isoliertes Vorkommen wurde von WIDDER (1988) im Klippenraum 200 m E des Gehöfts STREICHER gefunden. Dort kommen auch Feinbreccien vor. Aus den begleitenden Tonmergeln stammt eine Nannoflora mit *Chiastocygus platyrhetus*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Eprolithus floralis*, *Rhagodiscus angustus* und *Watznaueria barnesae*. Diese belegt das Aptium bis Albium.

43 Reiselsberger Sandstein

Auf Blatt Großraming, im Gebiet des Ahornleitengrabens, wurde eine in paläogene Buntmergelserie eingeschuppte Scholle von dickbankigem, glimmerrei-



Abb. 25.
Kalkgraben-Formation im Ahornleitengraben (Aufschluss ca. 2,5 km NW BUCH-Denkmal).

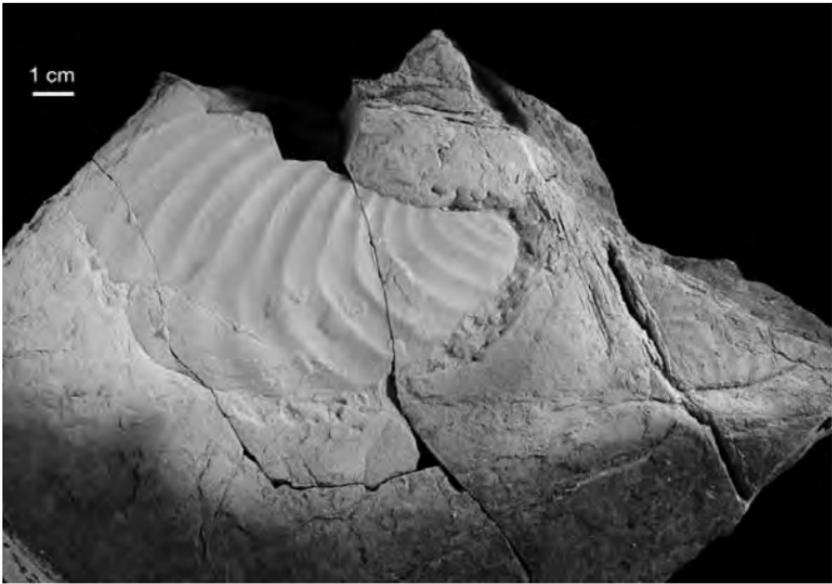


Abb. 26.
Inoceramus (Platyceramus) cf. adversus aus dem Wildgrabenbachtal (ca. 1 km NE Laussa)
 (Sammlung GBA 2011/001/0001).

chem Sandstein als Reiselberger Sandstein auskartiert. Fossilbelege fehlen, die Zuordnung ist fraglich.

42 Seisenburg-Formation

Im Liegenden der „Zementmergelserie“ (Röthenbach-Subgruppe) bildet eine Abfolge von dünnbankigen (oft weniger als 10 cm dicken) mit roten und grünen Tonsteinlagen wechsellagernden Siltsteinbänkchen den Abscherungshorizont für viele der im Arbeitsgebiet vorkommenden Schuppen des Rhenodanubikums. Diese Seisenburg-Formation („Obere Bunte Schiefer“) hat auf dem Kartenblatt ihre weiteste Verbreitung an der Basis der Spadenberg-Schuppe. Von dort stammt auch eine sandschalerreiche Foraminiferenfauna, in der als Planktonart auch *Margino truncana angusticarinata* vorkommt (det. K.F. WEIDICH). Die stratigraphische Reichweite dieser Art reicht vom Oberturonium bis ins Untercampanium. Da die Probe aus dem hangendsten Abschnitt der Seisenburg-Formation stammt und die Basis der angrenzenden Röthenbach-Subgruppe ebenfalls im Untercampanium liegt, kann angenommen werden, dass die Seisenburg-Formation bis in das Untercampanium hinaufreicht. Die Untergrenze liegt vermutlich im Coniacium oder Turonium.

41 Zementmergelserie

Unter dem Begriff „Zementmergelserie“ wurden in Österreich und Bayern unterschiedliche Schichtfolgen zusammengefasst. Um diese verwirrende Situation zu beenden, wurde von EGGER & SCHWERD (2008) eine lithostratigraphische Neudefinition durchgeführt und der Begriff „Zementmergelserie“ durch den neuen Begriff Röthenbach-Subgruppe ersetzt. Diese Subgruppe umfasst drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation an der Basis (diese wurde in



Abb. 27.
Hällritz-Formation im Ahornleitengraben.

Oberösterreich von PREY in zahlreichen Arbeiten als „Zementmergelbasisschichten“ bezeichnet), die Kalkgraben-Formation und die Hällritz-Formation. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom Unter campanium (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis Mittelcampanium (Zone CC21) abgelagert wurden. Die nach oben dickbankiger werdende Abfolge von hellgrauen Karbonatturbiditen kann auf Blatt Großbraming eine Mächtigkeit von etwa 300 m erreichen und baut oft verhältnismäßig steile Hänge und auch Geländerippen auf.

BOUMA (1962: 136) spricht von einem „calcareous sandstone“ (in der österreichischen Flyschliteratur: Kalksandstein), wenn Karbonat in Form von Zement und Komponenten zu mehr als 20 % am Aufbau des Sandsteines beteiligt ist. Das trifft auf die Sandsteine der Zementmergelserie durchwegs zu. Die lithofazielle Gliederung der Röthenbach-Subgruppe beruht daher auf den unterschiedlichen Bankmächtigkeiten und auf dem wechselnden Anteil der Kalkmergel in der Schichtfolge: Die Piesenkopf-Formation an der Basis der Subgruppe ist dünnbankig und durch eine rhythmische Wechsellagerung von dezimetermächtigen Kalksiltsteinen, Kalkmikriten und Kalkmergeln gekennzeichnet. Gute Aufschlüsse dieses Profilabschnittes befinden sich im Ahornleitengraben (Abb. 24) und am Nordhang des Knollerberges.

Die darüber folgende Kalkgraben-Formation (Abb. 25) ist durch das häufige Auftreten von Kalkmergellagen gekennzeichnet, welche oft mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Sie entsprechen meist dem Abschnitt Td des BOUMA-Zyklus. Die Kalksandsteinbänke können bis 2 m mächtig sein. Gute Aufschlüsse befinden sich an der Ostseite des Mitterberges und im benachbarten Wildgrabenbach. (ca. 1,4 km ENE vom Dorf Laussa). Das campane Alter ist dort durch kalkige Nannoplanktonflore belegt: *Watznaueria barnesae*, *Micula staurophora*, *Predisco-sphaera cretacea*, *Broinsonia parca*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Calculites obscu-*

rus, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Zygodiscus spiralis*, *Microrhabdulus decoratus* und *Eiffellithus eximius*. Im basalen Teil der unmittelbar an diesen im Bach gelegenen Probenpunkt anschließenden turbiditischen Hartbank konnte das bisher einzige Makrofossil der Rhenodanubischen Gruppe auf ÖK 69 gefunden werden. Es handelt sich um Reste von *Inoceramus (Platyceramus) cf. adversus* RIEDEL (Abb. 26). Nach SEITZ (1967: 92) liegt die Hauptverbreitung dieser Art im Zeitraum vom oberen Santonium bis zum unteren Campanium. Weitere gute Aufschlüsse der Kalkgraben-Formation befinden sich an den Nordhängen des Knollerberges und des Sonnberges und im Ahornleitengraben.

In der hangendsten Formation der Röthenbach-Subgruppe, der Hällritz-Formation (Abb. 27), fehlen die zuvor so typischen Kalkmergel fast vollständig. In diesem Abschnitt werden die bis 0,5 m mächtigen Hartbänke nur durch dünne Bankfugen getrennt. Außerdem zeigen diese Bänke häufig eine grünliche Färbung, welche auf den Glaukonitgehalt zurückgeht; die Glaukonitkörner liegen als klastische Komponenten vor und nicht als authigene Bildungen. Die besten Aufschlüsse wurden am Nordhang des Sonnberges und im Ahornleitengraben angetroffen.

40 Perneck-Formation

Die besten Aufschlüsse der früher als „Oberste Bunte Schiefer“ bezeichneten Einheit wurden im Südteil der Flyschzone, an der Forststraße am Westhang des Glasenbergs in 690 m Seehöhe gefunden. Dort, ca. 3 km nördlich des BUCH-Denkmal, wird die von Peliten dominierte Perneck-Formation rund 120 m mächtig. Gute Aufschlüsse wurden auch in den Grabeneinschnitten im Bereich des Knollerbergs gefunden. Die Formation wird aus einer Abfolge dünnbankiger turbiditischer Siltsteine und zwischengeschalteter Tonsteine aufgebaut. Die Turbidite



Abb. 28.
Perneck-Formation im Ahornleitengraben.

bestehen meist nur aus den oberen Abschnitten der BOUMA-Abfolge, sind durchgehend gradiert, und zeigen im hangenden Teil oft einen dünnen mergeligen Abschnitt (T_d). Kolkungsmarken lassen longitudinale Paläotransportrichtungen sowohl von Osten als auch von Westen erkennen. Die Tonsteine sind grün oder rot gefärbt und werden als das nichtturbiditische Beckensediment gedeutet. Die Tonsteine erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 15 cm. Mineralogisch werden sie am Glaserberg vor allem von Illit und Chlorit (zusammen durchschnittlich 84 %) aufgebaut (HOMAYOUN, 1995).

Am Glaserberg zeigt die Perneck-Formation sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Übergänge in die angrenzenden Formationen. Im Liegenden entwickelt sie sich aus der Hällritz-Formation durch die Einschaltung dünnbankiger Abschnitte zwischen den dickbankigen Turbiditen (Abb. 28), bis Letztere schließlich ganz verschwinden. Gegen die hangende Roßgraben-Subformation treten zunehmend häufig dickbankige und grobkörnige Sandsteine auf, die zunächst noch durch dünnbankige und bunt gefärbte Abschnitte getrennt werden. Diese Abschnitte werden immer geringmächtiger und verschwinden schließlich ganz.

In ihrem gesamten Verbreitungsgebiet zwischen dem Wienerwald und dem bayerischen Trauchgau liefern die mergeligen Turbidite der Perneck-Formation kalkiges Nannoplankton der *Uniplanarius trifidum*-Zone (CC22b) des unteren Obercampaniums. Die agglutinierenden Foraminiferenfaunen der hemipelagischen Tonsteine sind meist durch das häufige Vorkommen von *Hormosina ovulum gigantea* charakterisiert, die ihre Hauptverbreitung vom mittleren Campanium bis zum Ende des Maastrichtiums hat.

39–35 Altlenzbach-Formation

39 Roßgraben-Subformation

38 Ahornleiten-Subformation

37 Kotgraben-Subformation

36 Acharting-Subformation

Altlenzbach-Formation

Über der Perneck-Formation ist das Einsetzen der Altlenzbach-Formation durch das Auftreten von mittel- bis grobkörnigen, matrixarmen Quarz-Glimmer-Sandsteinen definiert, gleichzeitig schlägt die Farbe der begleitenden Pelite von Rot und Grün auf Mittel- bis Dunkelgrau um (EGGER, 1995). Lithostratigraphisch kann die Altlenzbach-Formation oft in vier Sub-Formationen (s.u.) gegliedert werden, die chronostratigraphisch das Obercampanium, Maastrichtium und das ganze Paleozän umfassen. Der Kreideanteil wird auf Blatt Großraming bis zu 1500 m mächtig. Vom Paleozän konnte nur das Danium an einer Stelle nachgewiesen werden.

Roßgraben-Subformation

Die Typlokalität der Roßgraben-Subformation (EGGER, 1995) ist der Roßgraben, ein linksseitiger Zubringer des auf ÖK 69 gelegenen Ahornleitengrabens (BMN-Koordinaten: RW: 541300, HW: 312450). An der Typlokalität wird die Einheit rund 300 m mächtig. Sie ist gekennzeichnet durch das starke Vorherrschen von mittel- bis dickbankigen (bis 4 m) hellglimmerreichen Sandsteinbänken mit manchmal feinkonglomeratischer Basis (Abb. 29). Meist fehlen bankinterne sedimentäre Strukturen, nur selten lassen sich BOUMA-Abfolgen erkennen, die den hangends-



Abb. 29.
Roßgraben-Subformation im Ahornleitengraben unterhalb der Einmündung des Roßgrabens.

ten Abschnitt der massigen Sandsteinbänke bilden können. Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (< 10 %) Wacken zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet werden. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf. Gegen Norden nimmt die Mächtigkeit der Roßgraben-Subformation immer stark ab und die Formation kann dort auch völlig auskeilen. Die Sedimentation erfolgte vermutlich in einer beckenparallel verlaufenden Rinne (EGGER, 1995).

Die ins obere Campanium gehörende Subformation (EGGER & SCHWERD, 2008) erreicht ihre größten Mächtigkeiten von bis zu 400 m in Niederösterreich (s. SCHNABEL, 1992: 684), wo diese markanten Sandsteinzüge irrtümlicherweise oft zum viel jüngeren Greifensteiner Sandstein gerechnet wurden (z.B. ABEL & TILL, 1913). Außerhalb des Kartenblattes wurden diese Gesteine als Mühlsteine gewonnen (z.B. am Sonntagberg und beim Zulehnerschlössl auf dem benachbarten Kartenblatt Waidhofen an der Ybbs) und in kleinen Steinbrüchen als lokaler Baustein abgebaut.

Ahornleiten-Subformation

Die Typlokalität der Ahornleiten-Subformation (EGGER, 1995) ist der Ahornleitengraben auf ÖK 69. Das Profil durch die etwa 650 m mächtige Ahornleiten-Subformation beginnt etwas oberhalb von der Einmündung des Roßgrabens (BMN-Koordinaten: RW: 541150, HW: 312500). Aufgrund der Stellung im Profil kann angenommen werden, dass die Ahornleiten-Subformation im frühen Maastrichtium (Nannoplanktonzone CC24) sedimentiert wurde. Viele der untersuchten Nannoplanktonpräparate enthalten aber reichlich umgelagerte campane Arten.



Abb. 30.
Kalkmergel der Ahornleiten-Subformation im Ahornleitengraben.

Die Abgrenzung zur liegenden Roßgraben-Subformation ist durch das Auftreten von harten, hellen, scherbzig brechenden Kalkmergeln definiert, welche das Leitgestein der Formation bilden (Abb. 30). Die einzelnen Kalkmergellagen können eine Mächtigkeit von bis 8 m erreichen. Sie entwickeln sich jeweils aus turbiditischen, karbonatreichen Hartbänken und bilden den Abschnitt Td des BOUMA-Zyklus. Demgemäß lassen sie in ihren tieferen Anteilen häufig noch einen Gehalt an Siltfraktion erkennen, der gegen das Hangende aufgrund der Gradierung allmählich abnimmt. Einzelne Turbiditlagen (karbonatreiche Wacken und Siltkalke als Hartbänke und die dazugehörigen turbiditischen Kalkmergel) können Mächtigkeiten von bis zu 10 m erreichen und sind damit die mächtigsten Turbidite der Rhenodanubischen Gruppe überhaupt. Diese „Megabeds“ kommen vor allem im hangenden Teil der Subformation vor, weiter im Liegenden schwanken die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen meist zwischen 1 m und 3 m. Die BOUMA-Abfolgen sind in der Ahornleiten-Subformation entweder vollständig oder aber mit fehlenden Basalabschnitten entwickelt. Weiche Tonmergel kommen in der Ahornleiten-Subformation üblicherweise nur selten vor. In die vorwiegend karbonatreiche Abfolge sind immer wieder einzelne Bänke von Quarz-Glimmer-Sandsteinen eingeschaltet.

Kotgraben-Subformation

Die Typlokalität der Kotgraben-Subformation (EGGER, 1995) ist der dem Ahornleitengraben benachbarte Kotgraben, wo die Kotgraben-Subformation ab etwa 660 m Seehöhe (BMN-Koordinaten: RW: 539900, HW: 312980) sehr gute Aufschlüsse zeigt. Auch im Ahornleitengraben steht die Formation ab etwa 740 m Seehöhe an. Lithologisch entspricht die an der Typlokalität rund 400 m mächtige Kotgraben-Subformation der Roßgraben-Subformation, d.h. sie wird zum überwiegenden Teil von dickbankigen S_3 -Turbiditen aufgebaut, die im Top manchmal in

„klassische“ Turbidite mit BOUMA-Zyklen übergehen. Die in der liegenden Ahornleitengraben-Subformation häufigen Kalkmergel fehlen fast vollständig. Das Verhältnis Psammite zu Pelite ist viel größer als 1. Die Verbreitung der Kotgraben-Subformation scheint auf den Ostteil des Rhenodanubikums beschränkt zu sein, da sie westlich des Steyrtales bislang nicht sicher nachgewiesen werden konnte. Dies steht im Einklang mit den Paläoströmungsrichtungen, die hier auf einen Transport des turbiditischen Materials von Osten nach Westen hinweisen.

Acharting-Subformation

Relativ weiche, mittelgraue turbiditische Tonmergel sind neben den siliziklastischen Sandsteinbänken das Leitgestein der Acharting-Subformation (EGGER, 1995). In diesem Profilabschnitt kommen auch matrixreiche Sandsteine vor, die rasch verwittern und dann kaum mehr diagenetisch verfestigt sind („Mürbsandsteine“). Im Obermaastrichtium treten einige wenige in die Schichtfolge eingeschaltete Kalkmikritbänke auf, die bis 0,5 m mächtig werden können. Oberes Maastrichtium mit *Lithraphidites quadratus* (kalkige Nannoplankton-Zone CC25) wurde in der Knollerberg-Schuppe an der Forststraße nördlich des Spadenbergs unmittelbar unter der Überschiebung der Spadenberg-Schuppe gefunden. Unterpaleozäne Anteile mit *Cruciplacolithus tenuis* (Danium, NP2) der Acharting-Subformation wurden nur westlich von Oberdambach, im Grabeneinschnitt südlich von Sand in 400 m Seehöhe gefunden. Das Paleozän gehört zur Schädlbach-Schuppe und liegt dort unmittelbar unter der Überschiebung der Höllbach-Schuppe.

3.3. Grestener Klippenzone und Ultrahelvetikum i.A.

Das Gebiet des Pechgrabens ist ein klassisches Aufschlussgebiet der Grestener Klippenzone im Sinne von TRAUTH (1908 und 1909). WIDDER (1987 und 1988a, b) unterschied mehrere tektonische Einheiten mit unterschiedlichen Schichtfolgen, vom Hangenden zum Liegenden die Maria-Neustift-Schuppe, die Arthofberg-schuppe, die Höhenbergschuppe und die Pechgrabendecke mit geschlossenen Buntmergelarealen. Die stratigraphische Gliederung geht vor allem auf TRAUTH (1909 und 1954) zurück, neuere Arbeiten stammen von FAUPL (1975), EGGER (1986), DECKER (1987 und 1990) und WIDDER (1988a).

34 Serpentin (Element der Ybbsitzer Klippenzone?)

Umgewandelte ultramafische Gesteine kommen als tektonische Späne an der Basis der oberösterreichischen Kalkalpen an mehreren Stellen vor. Das größte Vorkommen ist der von SOLOMONICA (1934) entdeckte Serpentin beim Feichtbauer im Pechgrabengebiet (ca. 1 km westlich des BUCH-Denkmal), der sich im Streichen etwa 120 m weit verfolgen lässt (EGGER, 1986). ZIRKL (1955) gibt eine petrographische Beschreibung dieser Serpentine und Ophikalzite, die eine Maschenstruktur wie bei Olivinfelsen und Pseudomorphosen nach einem Mineral mit vollständiger Spaltbarkeit (Diallag oder Bronzit) erkennen lassen. An Erzen tritt Chromit und Magnetit auf. Der Serpentin grenzt im NE an paläogene Buntmergelerde (WIDDER, 1988b), im Süden an das Nordrandelement der Kalkalpen (EGGER, 1986).

Aufgrund der engen Nachbarschaft von Serpentin und kalkalpinen Gesteinen macht LÖGTERS (1937a) auf die Möglichkeit aufmerksam, dass hier eine östliche Fortsetzung der Arosazone vorliegen könnte. Allerdings wurden bei mit dem Serpentin vorkommenden roten Kalken Kontakterscheinungen beobachtet (SO-

LOMONICA, 1934; LÖGTERS, 1937a). Das von SOLOMONICA angeführte Vorkommen konnte nicht mehr gefunden werden, allerdings wurde in Blöcken ebenfalls der Kontakt von Serpentin zu roten, harten, mikritischen Kalken beobachtet, die der Grestener Klippenzone zugeordnet werden können (EGGER, 1986). Ein weiteres Argument für die Zugehörigkeit des Serpentinits zu dieser Einheit sind die unmittelbarer Nachbarschaft anstehenden, in paläogene Buntmergelerde eingeschalteten Konglomerate, die als Komponenten mikritische Kalke führen, in denen Serpentinittkomponenten stecken (s. Nr. 25).

33 Gresten-Formation

Der Begriff der Grestener Schichten wurde von HAUER (1853) und TRAUTH (1908, 1909) geprägt und später lithofaziell von FAUPL (1975) unter anderem auch aufgrund von Aufschlüssen im Pechgraben präzisiert. Vorherrschend sind Arkose-sandsteine, daneben siltige Tonsteine, graue Mergel, Konglomerate und sandige Kalke. Kohlelagen aus dem liegenden Abschnitt wurden im Pechgraben abgebaut. Eine basale Transgressionsfläche im Sinne von LÖGTERS (1937a, b) ist nicht vorhanden, sodass der ursprüngliche Untergrund dieser Abfolge fraglich bleibt. Im hangenden Abschnitt der bis 150 m mächtigen Abfolge treten kalkige Lagen auf (SW-Fuß des Höhenberges). Schwermineralspektren sind von Granat, Apatit und Zirkon dominiert.

Das klastische Material ist von Granodioriten und granitischen Gesteinen sowie von Quarziten, Gneisen und Glimmerschiefern abzuleiten. Gerölle vom Typ des Leopold-von-BUCH-Denkmales sind zu beobachten (FAUPL, 1975). Die konglomeratisch-sandige Fazies wird als fluvial interpretiert, die im hangenden Teil in eine deltalische bis randlich-marine und letztlich vollmarine Fazies übergeht.



Abb. 31. Waidhofen-Formation im Ahornleitengraben ca. 1 km vor der Einmündung in den Pechgraben.

Die Fossilführung beschränkt sich auf Bivalven (u.a. *Gryphaea*), wenige Ammonoiten aus den kalkigen Abschnitten und Pflanzenabdrücke. Das Alter wird generell mit Lias angegeben (Hettangium?, Sinemurium–Pliensbachium; TRAUTH, 1909).

32 Waidhofen-Formation, „Posidonienschichten“

Die Posidonienschichten wurden erstmals von TRAUTH (1922) beschrieben. Der dafür verwendete Begriff „Waidhofen-Formation“ wurde von TOLLMANN (1976, 1985) eingeführt, umfasst allerdings, ohne genauere Definition, verschieden alte Einheiten sowohl aus den Klippenzonen als auch den Kalkalpen, daher wird dieser Begriff nur selten verwendet.

Die Posidonienschichten, benannt nach der häufig vorkommenden, kleinen Bivalve *Bositra buchi* („*Posidonia alpina*“), setzen sich aus einfürmigen grauen, Glimmer führenden, tonig-siltigen Mergeln und Kalkmergeln mit wenigen grauen mikritischen Sandkalkbänken zusammen (Abb. 31). An Tonmineralen treten Illite, Kaolinite, Chlorite und Illite-Smectite Mixed Layers auf. Die Obergrenze der 60 bis 80 m mächtigen Einheit ist durch den Wechsel zu Kieselkalken und Radiolariten der Lampelsberg-Formation gekennzeichnet. Es handelt sich um eine vollmarine feinkörnige Schelffazies abgelagert unterhalb der Schönwetterwellenbasis.

31 Lampelsberg-Formation

Die maximal 15 m mächtige Lampelsberg-Formation (SCHNABEL, 1985; DECKER, 1987) wurde von WIDDER (1988b) aus dem Pechgrabengebiet beschrieben. Es handelt sich um cm- bis dm-mächtige, ebenflächige, feinlamierte und geschichtete Kieselgesteine und Radiolarite meist grünlicher Färbung, wechsellagernd mit grauen und schwarzgrünen karbonatfreien Tonsteinen. Die Fazies wird als kieselig-hemipelagische Tiefwasserfazies, abgelagert unterhalb der CCD, interpretiert. An Fossilien treten Radiolarien auf, die im Bereich der benachbarten ÖK 70 bei Waidhofen/Ybbs ein frühes Calloviumalter belegen (OZVOLDOVA & FAUPL, 1993).

30 Scheibbsbach-Schichten

Die maximal 70 m mächtige Scheibbsbach-Formation, die von TRAUTH (1950) erstbeschrieben und von DECKER (1987) definiert wurde, setzt sich aus turbiditischen grauen Kieselsandkalken mit Radiolariten, Tonsteinen und Mergeln zusammen. Kennzeichnend sind bis 4 m mächtige, gradierte Turbiditlagen in grünlichen mikritischen Kieselkalken. Vereinzelt treten komponenten- und matrixgestützte polymikte karbonatische Breccienbänke auf, die auf den graduellen, diachronen Faziesübergang in die überlagernden Konradsheimer Kalke hinweisen. WIDDER (1988) beschrieb die starke Faziesdifferenzierung im Malm vom proximalen grob-brecciösen Konradsheimer Kalk und feinkörnigen Arthofer Kalk über die turbiditischen Scheibbsbach-Schichten bis zum distalen Arzbergkalk. Die Abfolge der Scheibbsbach-Formation wird als Turbidit- und Schuttstromfazies des Tiefwassers unterhalb der CCD mit einer Transportrichtung von Norden nach Süden interpretiert (DECKER, 1987; WIDDER, 1988a).

An Fossilien treten Radiolarien und Nannofossilien auf (u.a. *Watznaueria*). Das Alter kann auf Spätes Callovium–Oxfordium–Kimmeridgium eingeengt werden (WIDDER, 1988a).

29 Arzbergkalk

Rote Ammoniten führende Kalke werden nach TRAUTH (1950, 1954) unter dem Begriff Arzbergkalk zusammengefasst. Es handelt sich um bis 5 m mächtige rote, auch grüne, welligschichtige Knollen- bis Flaserkalke (Biomikrite) mit Zwischenlagen und Übergänge in rötliche, harte, dünnblättrige Kalkmergel. Selten treten Wechsellagerungen von Konradsheimer Kalk und knolligem Ammonitenkalk und Internbreccien auf, die als Knollenkalk-Kalkbreccienfazies von WIDDER (1988a) aus der Höhenbergschuppe beschrieben wurden. Sonst tritt der Arzbergkalk nur in der Maria-Neustift-Schuppe zwischen Arthofer Kalk im Liegenden und der Blassenstein-Formation im Hangenden auf. Der Arzbergkalk vertritt hier Teile der Konradsheimer Kalke und der Blassenstein-Formation. Der Ablagerungsraum ist hochpelagisch, möglicherweise im Bereich einer Tiefseeschwelle (WIDDER, 1988a).

Kennzeichnend ist das Auftreten von Ammoniten und Belemniten, Aptychen, Crinoiden und Brachiopoden. Das Alter wird als Kimmeridgium–Tithonium angegeben, dürfte aber nach WIDDER (1988a) bis in die tiefste Kreide (Berriasium) hineinreichen (u.a. Ammoniten, *Saccocoma*, *Globochaeta*, *Crassicollaria*-, *Calpionella*-Mikrofossilzonen)

28 Konradsheimer Kalk

Aufbauend auf TRAUTH (1950) und DECKER (1987) beschrieb WIDDER (1988a) die Konradsheimer Kalke. Charakteristisch sind mächtige, bis 10 m dicke Bänke von groben, komponentengestützten, polymikten Karbonatbreccien von graugrünllicher Farbe. Untergeordnet treten turbiditische Feinklastika, sandige braune Kalke und Mergelsteine in dieser zumindest über 100 m mächtigen Abfolge auf. Schwermineralspektren führen viel Zirkon, Apatit, Turmalin und daneben Granat. Es handelt sich um eine Tiefwasserfazies mit groben bis feinkörnigen mass flows in ein Becken über der CCD.

Generell sind Ammoniten, Belemniten und Aptychen bekannt. Das Alter ist auf Kimmeridgium–Berriasium eingengt, im höheren Bereich treten Calpionellen auf (*Crassicollaria* und *Calpionella*-Zonen). Untersuchungen von HÖCK et al. (2005) bestätigen eine stratigraphische Reichweite bis in die tiefe Kreide (siehe auch ŚLĄCZKA et al., 2009).

27 Blassenstein-Formation, Arthofer Kalk

Blassenstein-Formation (TRAUTH, 1950) und Arthofer Kalk (WIDDER, 1987, 1988a) sind dünnsschichtige pelagische Kalke, wobei der Arthofer Kalk entweder als Subformation der Konradsheimer Kalke oder der Blassenstein-Formation aufgefasst werden kann.

Der bis 40 m mächtige Arthofer Kalk, benannt nach dem Gehöft Arthofer W Maria Neustift (Steinbruch 250 m NE Gehöft, 2 km WSW Maria Neustift; E 014°34'37", N 47°56'00") umfasst dunkelgraue bis schwarze, bituminöse, bioturbate, geschichtete bis laminierte Mikritkalke mit dünnen Tonsteinzwischenlagen, durch Styrolithen verstärkt. Selten sind gradierte Sandeinschaltungen zu beobachten (WIDDER, 1988a). Synsedimentär gebildete, authigene Breccien zeigen fazielle Übergänge zu den Konradsheimer Kalken. Insbesondere der Übergang in die Blassensteinschichten ist graduell. Die Arthofer Kalke sind weitgehend fossilifer. *Chondrites* tritt als Spurenfossil auf. Ein Tiefwasserablagerungsbereich mit zeitweise sauerstoffarmen (dysoxischen) Ablagerungsbedingungen lässt sich rekonstruieren.

Die mehrere Zehnermeter mächtige Blassenstein-Formation umfasst eine Schichtfolge von im liegenden Abschnitt dichten, hellen, dünnbankigen Kalken und Mergelkalken des Tithoniums, die hangend von grauen Kalk-Mergel-Rhythmen und Fleckenkalken der Unterkreide überlagert werden. Matrixgestützte klastische Einschaltungen sind selten (WIDDER, 1988a). Eine pelagische Kalkfazies mit Ablagerungstiefen von mehreren 100 m wird angenommen (vgl. DECKER & RÖGL, 1988).

Makrofossilien wie Aptychen, Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden treten auf, daneben Mikrofossilien, insbesondere Calpionellen, und Spurenfossilien, u.a. *Chondrites*. Ein Altersumfang von Tithonium bis Aptium ist belegt.

25 Buntmergelserie

26 Großkomponenten (z.B. Granit des L. v. BUCH-Denkmal) in der paläogenen Buntmergelserie

Die Buntmergelserie bildet eine pelitische Hülle um die jurassisch-unterkreidischen „Klippenkerne“. Sie neigt zu einer intensiven Verschuppung und tektonischen Durchbewegung, sodass kein längeres Profil und keine verlässliche Gesamtmächtigkeit angegeben werden kann. WIDDER (1986, 1987, 1988a) bearbeitete die Buntmergelserie intensiv mit Hilfe von Mikro- und Nannofossilien. Die grauen, roten und schwarzen, bioturbaten Tonmergel, Mergel und Kalkmergel sind, vor allem im Zeitbereich Turonium bis Maastrichtium, durch agglutinierende Foraminiferen gekennzeichnet. Nach WIDDER (1988a) beginnt die Abfolge („Waidhofener Fazies“ nach SCHNABEL, 1983) über der Blassenstein-Formation mit weniger als 20 m mächtigen, hellgrauen gefleckten bioturbaten Kalkmergeln und Mergeln des oberen Albiums bis Cenomaniums, die noch planktonreiche Foraminiferenfaunen, u.a. mit *Rotalipora appenninica*, aufweisen. Darüber folgen vom oberen Turonium bis unteren Campanium rote Tonmergel. Der bekannte Aufschluss im Pechgraben, beim Parkplatz des BUCH-Denkmal, zeigt wenige Meter mächtige rote Mergel und Kalkmergel, die durch die Planktonforaminifere *Globotruncanita elevata* und das Nannofossil *Broinsonia parca parca* (ab Nannofossilzone CC18) in das Frühe Campanium einzustufen sind. In den Sandschalerfaunen ist *Reussella szajnochae* typisch für den Zeitbereich des Campaniums. Graue und grünliche, seltener rötliche Mergel des Maastrichtiums führen *Abathomphalus mayaroensis* und *Lithraphidites quadratus* (Nannofossilzone CC25). Hellgrauer Mergelstein dieser Zone konnte westlich der Enns von BRAUNSTINGL (1986 und 1988) im Hochhub-Fenster nachgewiesen werden. Im östlichsten Teil dieser Struktur treten bunte Tonmergel auf, die ebenfalls aus dem Maastrichtium stammen.

Im Paläogen treten blaugraue, seltener rote, öfters planktonische Foraminiferen führende Mergel bis Tonmergel auf, in denen zunehmend turbiditische gradierte Quarzarenitlagen und polymikte Grobklastikaeinschaltungen als Olisthostrome auftreten (FAUPL, 1978). Der Altersumfang reicht im Gebiet des Pechgrabens bis ins mittlere Eozän (Lutetium; Nannofossilzone NP15, Foraminiferenzonen E9 in der Zonierung von WADE et al., 2011), wie eine von K. WEIDICH bestimmte, Hantkeninen führende Probe von grünlichem Mergel belegt (EGGER, 1986): *Acarinina primitiva*, *A. bullbrooki*, *Globigerinatheka subconglobata*, *Globigerinatheka kugleri*, *Guembeltrioides nuttalli*, *Hantkenina dumblei*, *Hantkenina liebusi*, *Hantkenina cf. longispina*, *Parasubbotina inaequispira*, *Pseudohastingeria micra*, *Subbotina eo-caena*, *Subbotina linaperta* und *Turborotalia cerroazulensis frontosa*. Die Probe stammt aus dem westlichen Pechgrabengebiet (47°55'42"N, 014°32'13"E). Leider wurde der Aufschluss im Zuge von Planierungsarbeiten zerstört, genauso wie eine

aus der Wiese ragende kleine Konglomeratrippe, die ca. 70 m südlich des Mergelvorkommens beprobt wurde. In der arenitischen Matrix des polymikten Gesteins konnte ein *Nummulites* sp. gefunden werden, der das paläogene Alter des Konglomerats belegt, in dem Gerölle bis 30 cm Durchmesser auftraten. Neben untergeordnet vorkommenden gelben dolomitischen Karbonatklasten, die sich unter dem Mikroskop als feinkörniger Pseudosparit erweisen, treten vor allem granitoid-Komponenten auf. Die wurden von G. FRASL (in EGGER, 1986) näher untersucht.

Die größten und häufigsten Komponenten werden von mittelkörnigen, leukokraten Granitgneisen mit rosafarbenen Plagioklasen gebildet. Die Plagioklase sind polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt. Es handelt sich dabei durchwegs um Oligoklase, welche eine dichte Füllung mit Hellglimmermikrolithen zeigen. Selten wurden myrmekitische Verwachsungen beobachtet. Gelegentlich tritt Schachbrettalbit nach Kalifeldspat auf. Die Kalifeldspäte sind durchwegs stärker verwittert als die Plagioklase und zeigen Umwandlung in Karbonat und Tonminerale. Quarz tritt zwischen den Feldspäten nur fleckenhaft auf, ist aber entlang der Schieferungsflächen angereichert. Die Korngrenzen innerhalb dieser Lagen sind durchwegs buchtig ausgebildet, manchmal liegen auch Verzahnungen vor. Die Auslöschung ist hier stark undulös und an den Korngrenzen ist häufig schon eine Rekristallisierung beobachtbar. Auch eine Längung parallel zu den Schieferungsflächen ist erkennbar. Neben Quarz tritt in diesen Lagen auch untergeordnet Muskovit auf. Die zwischen diesen Schieferungsflächen gelegenen Gesteinspartien lassen ein hypidiomorph-körniges Gefüge erkennen, wobei Plagioklas die größte Tendenz zur Idiomorphie zeigt.

Neben diesen Granitgneisen treten grünliche Granitoidkomponenten auf, die keine Gefügeregelung zeigen und im Schliff quarzdioritische Zusammensetzung erkennen lassen. Diese Komponenten entsprechen dem Typus „Schaitten“. Die Plagioklase lagen wiederum in Form von Oligoklasen vor, die dicht mit Hellglimmermikrolithen gefüllt sind und eine polysynthetische Verzwillingung nur mehr an einzelnen Kornabschnitten erkennen lassen. Quarzaggregate liegen fleckenhaft zwischen den Plagioklasen. Die Korngrenzen der Quarzkörner sind gekrümmt, manchmal auch buchtig, aber nie verzahnt. Die Auslöschung ist ganzflächig bis schwach undulös. Biotit ist in Chlorit umgewandelt, welcher braune Interferenzfarben zeigt. Braun gefärbte Tonminerale stellen Umwandlungsprodukte von Hornblenden dar.

Neben den oben erwähnten Granitoidkomponenten von verhältnismäßig heller Farbe kommen in dem Konglomerat auch Gerölle von dunkelgrauer Farbe vor. Es handelt sich wiederum um Quarzdiorite, die aber nicht dem Typus „Schaitten“ zugeordnet werden können. Als Hauptgemengteile treten Plagioklas, Quarz und Biotit auf, der sehr untergeordnet eine Wechsellagerung mit Chlorit zeigt. Die bis zentimetergroßen klaren (!) Plagioklase haben einen Anorthitgehalt von etwa 20 % und weisen einen sehr schwachen Zonarbau auf. In Biotit und vereinzelt auch in Feldspäten treten idiomorphe, säulige Apatite auf. Das Gefüge des Gesteins ist hypidiomorph-körnig, eine Regelung ist nicht erkennbar.

Aufgrund seines Alters, seines Komponentenbestandes und seiner quarzarenitischen Matrix kann das Konglomerat im westlichen Pechgraben der von FAUPL (1978) bekannt gemachten Quarzarenit-Konglomerat-Fazies (= Schaittener Fazies“) zugeordnet werden. Die Gneiskomponenten entsprechen petrographisch dem Typus des Gesteins des Leopold-von-BUCH-Denkmal, das etwa einen Kilometer weiter südlich liegt. Der Granodiorit (bzw. Granodioritgneis) und eine Amphibolitlage des BUCH-Denkmal wurde von THÖNI (1991) mit 378 ± 50 Mio. J. (Gesamtgestein) bzw. 360–371 Mio. J. (Biotite, Kalifeldspat) mit der Rb/Sr-Me-

thode datiert. Die I-Typ-Granite sind nicht direkt mit jenen der Böhmisches Masse vergleichbar (THÖNI, 1991).

Weitere Konglomeratvorkommen im Pechgrabengebiet weisen einen höheren Anteil an Karbonaten auf (EGGER, 1986) und können mit der von FAUPL (1978) beschriebenen Bernreither Fazies verglichen werden. Allerdings gibt es dazu auch Unterschiede, da Faupl in seinen Proben vor allem Lithothamnienbruchstücke beobachten konnte, während im Pechgraben vor allem Echinodermenfragmente und Molluskengrus auftreten. Als Besonderheit treten in diesem Konglomerattypus an einer Stelle im Graben südlich Feichtbauer (47°54'59"N, 014°31'42"E) auch vertalkte Serpentiniklasten auf (SOLOMONICA, 1934; EGGER, 1986). Gemeinsam mit dem Konglomerat treten dort auch mikritische Kalke auf, die mit Chloritschieferklasten gespickt sein können. Diese Karbonate sind Mudstones bis Wackestones mit Schwebcrinoiden und Filamenten. Nach SOLOMONICA (1934) sind diese Karbonate selbst Großkomponenten des Konglomerats, die heutigen Aufschlussverhältnisse lassen diesbezügliche Beobachtungen nicht mehr zu. Interessant ist dieses Vorkommen, weil es in unmittelbarer Nähe zu einem der größten Serpentinivorkommen der Klippenzone liegt (s. Nr. 34).

3.4. Quartär

24 Boden mit Kristallinschutt (?Tertiär)

An wenigen Stellen im Bereich des Kartenblattes finden sich lehmige Böden, die kristalline Gesteine führen. Es sind durchwegs stark bindige, rotbraune bis dunkelbraune Lehme, die bereichsweise eine deutliche Sandführung aufweisen. In den Lehmen finden sich neben schlecht gerundeten Quarzgeröllen oft auch splittrige Quarzstücke, die Bruchstücke von verwitterten und zerfallenen, ehemals großer Gerölle von Quarzphylliten und Glimmerschiefern darstellen. Auffällig ist aber, dass sich nur sehr selten Quarzgerölle finden. Neben diesen treten noch Quarzite und vereinzelt Amphibolite auf. Die Komponenten können bis Faustgröße, manchmal auch größer sein. Abgesehen von dem Vorkommen im Niveau des Talbodens im Weittal (Krumme Steyring) finden sich diese Ablagerungen im Bereich von alten Landoberflächen auf Plattenkalk. Bei diesen isolierten Vorkommen dürfte es sich am ehesten um Material der Augenstein-Formation (FRISCH et al., 2001 und 2002) handeln, das aber keineswegs auf seiner primären Lagerstätte liegt. Besonders das Auftreten im Bereich des Plattenkalkes kann als Hinweis auf eine primäre Ablagerung im Bereich der alten Oberfläche der Kalkalpen vor der Bildung der Augenstein-Formation gedeutet werden. Ihre Nähe zu Verkarstungserscheinungen (Dolinenreihe westlich des Brunngrabens, Opponitzer Rauhwacke im Weittal) dürfte zum Erhalt der kleinen Reste beigetragen haben, da durch sie eine Verlagerung in tiefere Lagen ermöglicht wurde.

23 Kies- und Sandkörper der Jüngeren Deckenschotter

Im Bereich des Kartenblattes sind entlang der Enns nördlich Ternberg größere Reste dieser ehemals das Tal erfüllenden Kiese erhalten geblieben. Weiter ennsaufwärts finden sich nur noch kleine Vorkommen knapp westlich Großraming (Oberau) und als unbedeutende Reste auf wenigen Verebnungen der Talflanken.

Die Zusammensetzung der Kiese ist ebenso wie die der jüngeren Terrassenkörper der Enns durch die regionalen Karbonate der Kalkalpen dominiert. Dabei sind ganz lokale monomikte Schüttungen in einzelnen Bereichen durch örtliche Murenschübe zu beobachten. Daneben tritt auch ein schwankender aber deutlicher Gehalt an Geröllen aus den Niederen Tauern (Gneise, Amphibolite etc.) und

der Grauwackenzone auf. Die durchwegs groben, sandreichen Kiese zeigen meist undeutliche Schichtung. An den Terrassenrändern (z.B. südlich KW Rosenau) und bei den kleineren Resten (Ringhub, Oberau) sind die Kiese zu oft dichten, über die Korngrenzen brechenden Konglomeraten verfestigt. Die Kiese sowie die Konglomerate weisen eine weit fortgeschrittene Verwitterung auf, die zu veraschten Dolomiten, hohlen Geröllen und bei den Kristallingeröllen zu „Geschiebeleichen“ geführt hat. Die durch die intensive Verwitterung gebildeten rötlich-braunen Lehme finden sich in Klüften und Verwitterungsschläuchen (Geologische Orgeln) bis in einigen Meter Tiefe.

Die Kiese des Jüngeren Deckenschotter liegen im Bereich der Flyschzone (südlich KW Rosenau wie auch weiter südlich in den Kalkalpen) einem Felssockel auf, der gut mit entsprechenden Resten weiter ennsabwärts zu parallelisieren ist (VAN HUSEN, 1971). Dessen Oberfläche liegt im Alpenvorland ca. 20 m, am südlichen Rand der Flyschzone ca. 10 m über dem Niveau der Hochterrasse. Weiter taleinwärts in den Kalkalpen sind dann nur noch schmale Reste des Felssockels und der überlagernden, verwitterten Kiese zu finden, die hoch über der Hochterrasse liegen (VAN HUSEN, 1971) und über das Kartenblatt hinaus bis in den Raum des Gesäuses zu verfolgen sind (SPAUN, 1964; VAN HUSEN, 1968). Die Position dieser Reste eines ehemaligen Talbodens als Unterlage der Jüngeren Deckenschotter in ihrer Lage zur Hochterrasse (s. Ausscheidung Nr. 19) weist darauf hin, dass nach der Zerschneidung der Deckenschotter und vor der Schüttung der Hochterrasse eine Verstellung am Nordrand der Kalkalpen im Sinne einer Bewegung und Heraushebung dieser an der Überschiebungsbahn über den Flysch erfolgt ist (VAN HUSEN, 1971 und 1981).

22 Endmoräne mit Wall

Endmoränen der Rißeiszeit sind nur nördlich Großbraming beim Ödtbauer und Großortbauer erhalten geblieben. Der kleine, undeutliche Wall beim Großortbau-



Abb. 32.
Der rißeiszeitliche Endmoränenwall nördlich Ödtbauer von Südosten gesehen.

er sowie der große, beherrschende nördlich Ödtbauer (Abb. 32) weisen eine glatte Oberfläche auf, die durch Gelifluktion und die lange landwirtschaftliche Nutzung entstanden ist und auf der keinerlei größere Blöcke oder Gerölle zu finden sind. Der oberflächennahe Bereich wird von einer intensiven Verwitterungsschicht (Braunerde) gebildet, in der sich immer wieder kleine Bruchstücke von Quarzen, Quarziten, Hornsteinen und verwitterten Gneisen und Schiefeln finden. Im Gegensatz dazu finden sich in dem Graben zum Neustiftgraben zwischen den beiden Moränenwällen bis zu kopfgroße Erratika von Granatamphiboliten, Gneisen und Quarzkonglomeraten der Grauwackenzone. Einerseits können sie durch Erosion aus dem Moränenmaterial freigelegt worden sein und wären somit durch den Reißgletscher aus dem oberen Ennstal antransportiert worden. Andererseits können sie auch aus den Sandsteinen und Konglomeraten des „Randcenomans“ (Legende Nr. 56) stammen und durch den Neustiftbach bis in den Staubereich am Rande des Ennsgletschers transportiert worden sein. In diesem Fall wären sie als Driftblöcke in den Bänderschluften (Legende Nr. 20) abgelagert worden. Die Aufschlussverhältnisse waren aber nicht ausreichend, um diese Frage klären zu können.

Im Westen endet der hohe Wall bei Ödtbauer an einem bis hoch über den Neustiftbach aufragenden Sockel aus Dogger-Kalken und Hauptdolomit, der unter dem Wall nach E hin abfallen dürfte. Bei dem engen, steilufrigen Tal handelt es sich wohl um einen epigenetischen Durchbruch des Neustiftbaches, der durch den Ennsgletscher erzwungen wurde. Das alte praeglaziale Tal wäre in der Achse Haingraben – Großortbauer – Ödtbauer bis zur Mündung in die Enns zu suchen.

21 Grundmoräne

Reste der Grundmoräne des Ennsgletschers sind südöstlich Ödtbauer und weiter östlich am Hang unterhalb Häuserer erhalten. Hier finden sich ebenso wie auf der Endmoräne verwitterungsresistente Materialien in der Verwitterungsschicht, die durch ihren höheren Tongehalt auf ein feinststoffreicheres Substrat hindeuten. Die in den Moränenablagerungen auftretenden Wannen und Senken ohne stauende Nässe sind Erdfälle über den Gips führenden Rauwacken der Opponitz-Formation, die den Rücken im Siedlungsbereich von Großraming aufbauen. Die Formen weisen auf eine eher geringe Mächtigkeit der Moränenablagerungen hin.

Im Tal der Krumpfen Steyrling ist in der Talweitung Jaidhaus der Dolomitrücken zwischen „In den Sanden“ und Weittal von feinststoffreichem Moränenmaterial bedeckt, das eine tiefgründige Verwitterung aufweist. Die Sedimente bestehen zu einem hohen Prozentsatz aus den lokalen Kalk- und Dolomitgeschieben, die im frischen Zustand fallweise Politur und Krüzung aufweisen. Neben diesen Geschieben finden sich immer wieder Quarze, Quarzite sowie Gesteine der Niederen Tauern, wie Gneise, Amphibolite und kristalline Schiefer. Die Moränenablagerungen werden randlich von den „Tanzbodenschottern“ überlagert.

Weiter südlich fand sich in der ehemaligen Schuttentnahme gegenüber Rabelmais beim Abbau an der Basis des mächtigen, monomikten Gelifluktionsschuttes des Hauptdolomits kompakt gelagerte Grundmoräne. Sie wies dieselbe Zusammensetzung auf wie jene oberhalb der Lokalität Weittal. Diese Grundmoräne wurde von einem Gletscherstrom abgelagert, der von der Nordseite des Sengsengebirges und des Reichraminger Hintergebirges über Bodinggraben nach Norden abfloss. Dieser stand mit dem Eisstrom im Windischgarstener Becken und somit auch dem Ennsgletscher (VAN HUSEN, 1968; EICHER, 1979) über den Sattel beim Haslersgatter in Verbindung. Auf diesem Weg gelangten entweder durch direkten Eistransport oder durch Schmelzwässer die kristallinen Geschiebe ins Einzugsgebiet der Krumpfen Steyrling.



Abb. 33.
Bändertone (Stausee-Sedimente) und Erratika an der Außenseite der Rißmoräne.

20 Staukörper am Eisrand

Außerhalb des äußersten Walls des Rißgletschers schließt eine horizontale Fläche an, die bis zum Haingraben im Osten reicht. Wie an der Böschung zum Neustiftbach zu sehen ist, wird sie von mäßig gerundeten Geröllen der Kalke und des Hauptdolomits der näheren Umgebung aufgebaut. Diese Ablagerungen sind noch bis zu dem Bachgraben südlich Großortbauer zu verfolgen.

Es handelt sich bei diesem Sedimentkörper um einen Staukörper am N-Rand des Ennsgletschers, der in Verbindung mit dem Maximalstand noch vor der Bildung des großen Endmoränenwalles beim Ödtbauer gebildet wurde. Die außerhalb des großen Walls beim Ödtbauer in dem Graben zum Neustiftbach aufgeschlossenen Bänderschluße (Abb. 33) stellen wohl die liegenden Anteile dieser Stausedimente (bottom set) dar, die später durch geringmächtige Kiese im Niveau der Hochterrasse überlagert wurden.

Im Rabenbach, einem orographisch linken Zufluss des Großen Baches sind um 700 m Höhe Reste einer Lockersedimentfüllung des Bachgrabens erhalten. Es sind neben eckigem Schutt grobe, schlecht gerundete, sandige Kiese. Die dezimeter- bis metermächtigen, kaum sortierten Lagen werden immer wieder von dünnen, schluffigen Bändern unterbrochen, die auf kurzfristig ruhigere Sedimentationsbedingungen in kleinen Staubereichen hinweisen. Das Material ist rein lokal aus dem Einzugsbereich des Raben- und Großen Baches. Auch hierbei handelt es sich um Reste eines Staukörpers, der im Vorfeld der lokalen Gletscherzunge aus dem Kar unterhalb des Alpsteins und im Staubereich der Eiszunge im Tal des Großen Baches abgelagert wurde (Taf. 2).

Im Bereich der Grundmoränenbedeckung des Sporns nördlich der Lokalität Weittal (Krumme Steyrling) war in zwei kleinen Aufschlüssen umgelagertes Material der Grundmoräne zu finden, das deutliche Schichtung aufwies. Die Lagen zeigten ein Einfallen nach SE bis NW und belegen die Existenz kurzfristiger Stauseen, als das Eis des Rißgletschers in der Talweitung Jaidhaus abschmolz und der Moränen bedeckte Rücken ausaperte.

19 Kies- und Sandkörper der Hochterrasse

In Großraming setzt die Hochterrasse an, die mit dem großen Moränenwall bei Ödtbauer in Verbindung steht. Sie umfasst den Moränenwall und ist bis südlich der Enns an der Mündung des Lumpgrabens entwickelt. In dem kleinen Bachgraben im Ortsgebiet sind im liegenden Bereich des Kieskörpers massive bis geschichtete Tone entwickelt, die häufig größere Gerölle und Blöcke (Dropstones) enthalten. Sie werden von einer nach Süden gerichteten Delta-schüttung überlagert. Diese Sedimente belegen eine kurzfristige Seebildung in der Talweitung im Niveau der Terrasse im Zuge des ersten Abschmelzens der Gletscherzunge.

Die Hochterrasse ist dann ennsabwärts in den Kalkalpen neben kleineren und ausgedehnten Resten bei Reichraming sowie Breitenfurt und in der Flyschzone ab Ternberg fast durchgehend erhalten. Generell besteht die Hochterrasse aus sandreichen Kiesen der Enns, die weitgehend aus Karbonaten mit einem wesentlichen Anteil an Gesteinen der Niederen Tauern und der Grauwackenzone gebildet werden. Entlang der Terrassenböschungen sind die Kiese oberflächennahe oft gut konglomeriert (Talrandvermittlung). Die Kiese zeigen durchwegs deutliche Klassierung und kleinräumige Kreuzschichtung und sind Ablagerungen eines rasch akkumulierenden Flusses im Vorfeld eines Gletschers (braided river).

Im Bereich Großraming finden sich öfter große Blöcke, die offensichtlich aus dem direkten Kontakt mit der Eiszunge stammen. Auch in den Hochterrassenkiesen bei Arzberg sind noch einige dieser Blöcke (bis zu 80 cm Durchmesser) zu finden, die auf eine nahe Gletscherzunge hinweisen. Diese zeigen aber schon deutliche Zurundung durch den kurzen Flusstransport.

Im Tal der Krummen Steyrling sind in der Position der Hochterrasse beim Jaidhaus (Polygon ohne Farbe) am Nordrand des Tanzbodens und „In den Sanden“ Terrassenkörper erhalten. Sie bestehen aus lokalen, groben, gut verkitteten Schottern, die horizontale Schichtung zeigen. Sie weisen in ihrem Aufbau starke Unterschiede zum benachbarten Tanzbodenschotter auf, weshalb sie als eigenständige Körper aufgefasst werden, die im Niveau der Hochterrasse abgelagert wurden.

18 Tanzbodenschotter

Die Hochfläche des Tanzbodens orographisch links sowie die Flanke des mit Grundmoräne bedeckten Rückens orographisch rechts der Krummen Steyrling werden von randlich teilweise gut verfestigten Kiesen gebildet. Es sind dies sandige Kiese mit einer Korngröße von 1–2 cm und geringer Zurundung der durchwegs lokalen Materialien. Sie weisen generell horizontale Lagerung mit Kreuzschichtung auf und sind als Ablagerungen einer ruhigen fluviatilen Sedimentation in der Talweitung zu sehen.

Die in den Kiesen immer wieder anzutreffenden, gerundeten Blöcke (bis rund 0,1 m³) verschiedener Kalke und des Kristallins aus dem Ennstal deuten auf eine Bildung während des Zerfalls des Rißeises hin, als der Abfluss nach Norden noch nicht frei möglich war. Der dürfte erst zur Ablagerung der tiefer liegenden groben Kiese im Niveau der Hochterrasse entwickelt gewesen sein. Die Sedimentation und Füllung der Talweitung erfolgte bis auf die Höhe des Tanzbodens. Die mächtige, lehmige Auflage am westlichen Rand des Tanzbodens sind Verwitterungsprodukte der Opponitz-Formation, die während des Würmhochglazials gelifluidal umgelagert wurden.

17 Endmoräne mit Wall

Deutliche Endmoränen der Würmeiszeit haben nur die Gletscher in den Karen an der Ostseite des Kammes Burgspitz – Reiflingeck und Bodenwies hinterlassen. Hingegen sind von der Vergletscherung des Sengsengebirges (Plöttenbach) und den kleinen Karen der höheren Gipfel keine deutlichen Spuren erhalten geblieben (Karte).

Die Endmoränen bei der Menaueralm unterhalb Bodenwies, im Zwiesel- und Arzbach sind grobblockige Ablagerungen, die hauptsächlich aus Hauptdolomitschutt gebildet werden. Bis auf die Wälle bei der Menaueralm markieren die Wälle im Bereich des Kartenblattes nur kurze Halte des Eistrückzuges im Spätglazial. Die Eiszungen in den Tälern des Zwiesel- und Arzbaches reichten über den Ostrand des Kartenblattes hinaus. Im Arzbach wird das Gletscherende von einer mächtigen Moränenrampe in 850–900 m Höhe markiert, während im Zwieselbach die Gletscherzunge bis auf den Almboden der Saileralm in rund 720 m reichte (der grobblockige Wall wurde aber 2009 zur Weidegewinnung eingeebnet und die groben Blöcke entfernt und südlich des Baches gelagert).

16 Grundmoräne

In den nach Osten orientierten Karräumen des Zuges Burgspitz – Reiflingeck sind große Bereiche mit Grundmoränenmaterial bedeckt. Es sind dies im Gegensatz zu den Endmoränen feinkornreichere Ablagerungen, die aber wenig glaziale Aufbereitung der Geschiebe zeigen. Der Dolomitschutt zeigt kaum Bearbeitung, während die Kalke manchmal glaziale Formung (Facettierung) und Kritzer zeigen. Nur im Bereich der längeren Gletscherzunge im Zwieselbach findet sich südlich der Saileralm (außerhalb des Kartenblattes) ton- und schluffreiche, gut verdichtete Grundmoräne, die häufig gekritzte Kalkgeschiebe führt.

15 Blockgletscher mit Wall

Im Tal der Krumpfen Steyrling findet sich südlich Steyern am Ausgang des Grabens zwischen Vorder- und Hinterreuterstein eine 50–70 m mächtige, rampenartige Masse aus Schutt, die das Tal der Krumpfen Steyrling erfüllt und den Fluss ans orographisch rechte Ufer drängt. Die von einem perennierenden Gerinne zerschnittene Masse überragt die Krumpfen Steyrling mit einer unegliederten, gleichmäßig steilen Böschung, ohne dass diese vom Fluss unterschritten wäre. Gekrönt wird diese von einer deutlichen Wallform, die unterhalb des Hinterreuter Steins ansetzt und in weitem Bogen ins Haupttal vorstößt. Eine gleiche etwas undeutlichere Form setzt auch unterhalb des Vorderreuter Steins an. Innerhalb dieser Wallform ist das Becken mit einer mächtigen Schuttmasse mit unruhiger Oberfläche (Wälle, Senken) erfüllt. Die Lockergesteinsmasse besteht zu einem hohen Prozentsatz aus ungerundetem Hauptdolomitschutt, der auch Sandsteine und Mergel der Lunz-Formation enthält. Dazu kommt noch grober Schutt des Wettersteinkalkes, der mit oft riesigen Blöcken die Oberfläche der Wälle und Mulden oft geschlossen bedeckt.

Die Masse stellt einen Blockgletscher dar, der sich während des Würmhochglazials im Wirkungsbereich des Permafrostes in der Höhenlage von 600 m entwickeln konnte. Die starke Schuttbildung im Hauptdolomit am Nordhang des Rotgolds und am Vorder- und Hinterreuter Stein waren aber die Voraussetzung. Besonders die Bergzerreißen und Strukturauflösung im Wettersteinkalk am Talaustritt haben letztlich für die Hauptmasse des groben Schutts gesorgt.

14 Erratischer Block

In den nach Osten orientierten Karräumen des Zuges Burgspitz – Reiflingeck finden sich immer wieder große erratische Blöcke der letzten Eiszeit, die leider beim endgültigen Druck aus technischen Gründen nicht dargestellt wurden.

Im oberen Graßalmgraben wurde beim Bau der Forststraße ein Glimmerschiefer-Block gefunden, der, gemeinsam mit den Geschieben aus den Niederen Tauern in den Moränen im Tal der Krumpfen Steyrling, den rißzeitlichen Eistransport dieser kristallinen Materialien aus dem Ennstal über das Windischgarstener Becken in die Täler der Kalkvoralpen und auch ins Einzugsgebiet des Großen Baches belegt.

13, 12 Kies- und Sandkörper der Niederterrasse (höheres und tieferes Niveau)

Die Enns floss im Bereich des Kartenblattes vor der Errichtung der Kraftwerkskette in einem 30–40 m tiefen, schluchtartigen Tal, dessen Ufer über lange Strecken von den vertikalen Böschungen der Niederterrasse auf einer oder beiden Seiten begleitet wurde. Ebensolche Reste sind auch im Mündungsbereich des Reichraming- und Neustiftbaches in die Enns erhalten geblieben.

Die Terrassenkörper werden generell von groben, sandreichen Kiesen aufgebaut, die eine deutliche Schichtung zeigen. Die überwiegenden, sandreichen, in sich schlecht sortierten Lagen werden immer wieder von sandarmen bis sandfreien Lagen unterbrochen, wodurch die allgemein horizontale Lagerung abwechselnd mit enger Kreuzschichtung erkennbar wird. Die Gerölle sind überwiegend Kalke und Dolomite sowie Flyschsandsteine nördlich Ternberg. Zu diesen lokalen Komponenten kommt noch ein nicht unerheblicher Anteil von Kristallingeschieben von oberhalb des Gesäuses, wie Gneise, Amphibolite, die aber eher in den groben Fraktionen auftreten. Die Kiese zeigen bis auf die Talrandvermittlung an den vertikalen Böschungen zum Fluss kaum Vermittlung.



Abb. 34.
Abgebrochene Teile der verkitteten NiederterrasSENSCHOTTER IM LAUF DER ENNS BEI TERNBERG.



Abb. 35.
Stützungsmaßnahmen an der Niederterrasse im Ortsgebiet von Reichraming.

Die Talrandver kittung führt zu einer selektiven Verfestigung der Terrassenschotter, die zu vorspringenden Bänken und Halbhöhlen führt. Die verfestigten Bereiche brechen immer wieder ab und bleiben als widerstandsfähige Blöcke im Fluss liegen wie im Ennstal unterhalb des Kraftwerks Ternberg (Abb. 34). Im Bereich von Siedlungen wird immer wieder zum Schutz der Infrastruktur und Bebauung versucht das Abbrechen der Konglomerate durch Stützung oder andere technische Maßnahmen zu verhindern und damit die Rückböschung der Terrasse hintanzuhalten (Abb. 35).

Im Gegensatz zur tiefergreifend verwitterten Hochterrasse zeigt die Niederterrasse nur nahe der Oberfläche Verwitterungserscheinungen (korrodierte Karbonate, kaolinisierte Kristallingschiebe), die nicht tiefer als 30–50 cm in den Terrassenkörper eingreifen.

Sedimentaufbau und Geröllzusammensetzung der beiden Stufen der Niederterrasse sind völlig übereinstimmend, sodass die Deutung der tieferen Stufe als Erosionsform und kein eigenständig akkumulierter Terrassenkörper nahe liegt. Die Akkumulation der Niederterrassen erfolgte – ebenso wie die der Hochterrasse im Riß – in einem rasch sedimentieren Fluss (braided river) während der Würmeiszeit.

Die Abhängigkeit der Terrassenbildung von der Klimaentwicklung war in einer Kiesgrube und benachbarten Aufschlüssen an der Mündung des Laussabaches in die Enns schön dokumentiert. Der damals über die volle Mächtigkeit des Terrassenkörpers reichende Abbau belegte einen wechselnden Einfluss der beiden Gerinne (Abb. 36). Die eindeutig der Enns zuzurechnenden Kiese im unteren Bereich reichen bis in den Laussabach hinein und belegten dort durch ihr Einfallen mit rund 30° nach Norden eine Schüttung aus dem Ennstal in den Mündungsbe-

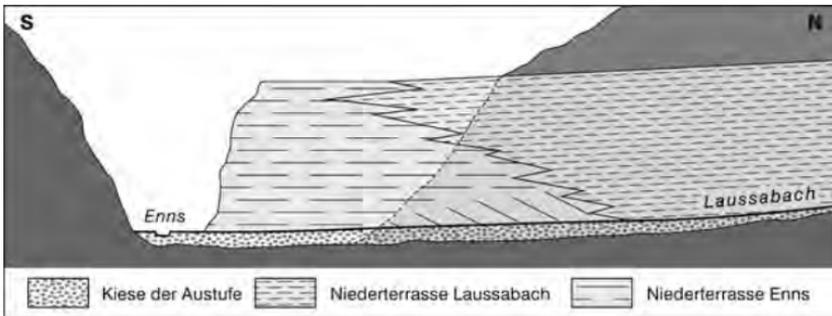


Abb. 36.
Skizze des Kiesgrubenaufschlusses im Ennstal bei der Einmündung des Laussabachs.

reich des Laussabaches, was eine vorherrschende Kiesakkumulation der Enns anzeigt. Erst später kommt es offensichtlich auch im Laussabach zu vermehrtem Kiestransport und vermehrter Ablagerung. Die in ihrer Zusammensetzung gut abgrenzbaren Kiese (starke Führung von Sandsteinen und Mergeln der Flyschzone) werden dann zunehmend weiter nach Süden transportiert und mehr oder weniger gleichberechtigt mit denen der Enns abgelagert.

Gegen Ende der Akkumulation greift die Sedimentation der Schotter des Laussa-Baches dann bis weit ins Ennstal aus und bedeckt schließlich die Ennsschotter randlich mit einem Schwemmkegel.

In dieser Sedimentabfolge der Niederterrasse dokumentieren sich klar die zunehmende Klimaverschlechterung und die dadurch zunehmende Frostschuttbildung während des Würmhochglazials. Anfänglich waren hauptsächlich die hohen Berge um das Gesäuse und ennsaufwärts davon betroffen, wodurch die Enns eine verstärkte Schutzzufuhr und -sedimentation aufwies. Mit der zunehmenden Klimaverschlechterung wurden dann auch die niedrigeren Kalkvoralpen und letztlich auch die Flyschzone mit einbezogen.

Unmittelbar mit dem Ende des Würmhochglazials und dem Abschmelzen des Ennsgletschers wurde die Niederterrasse wieder zerschnitten.

Epigenesen: Entlang der Enns bildeten sich bei der Zerschneidung der Terrassenkörper und dem jeweiligen abrupten Ende der Eiszeiten an vielen Stellen epigenetische Durchbrüche (SPAUN, 1964; van HUSEN, 1971), wenn der Fluss im Zuge der Tieferlegung die alte Flussrinne nicht wiederfand und ausräumte, sondern in den Fels des Untergrundes erodieren musste. Der auffälligste dieser Durchbrüche findet sich auf dem Kartenblatt bei Breitenfurt südlich Ternberg (Abb. 7). Hier erhebt sich südlich der Ennstalbundesstraße gegenüber der Mündung des Wendbaches eine zahnartige Felsaufragung aus buntem Jurakalk ca. 15 m über die Terrassenfläche der Niederterrasse. Sie erreicht annähernd die Höhe der Hochterrasse weiter nördlich. Die bunten Jurakalke bilden hier beide Flanken sowie die Flusssohle, während einige 100 m flussaufwärts und -abwärts die Ufer von den Terrassenschottern aufgebaut werden. Diese Epigenese muss im Zuge der Zerschneidung der Hochterrasse angelegt worden sein, als die Enns ja bereits bis auf das heutige Niveau der Felssohle eingeschnitten hatte (SPAUN, 1964; van HUSEN, 1971). Während der Zerschneidung der Niederterrasse wurde der Durchbruch weiterhin benutzt und wohl auch ausgestaltet.

11 Hangbreccie

Am Nordhang des Schiefersteins finden sich ausgeprägte Rücken westlich und östlich des Gscheids, die unterhalb der Steilhänge und Felsstufen im Gipfelaufbau ansetzen. Sie erstrecken sich über die Gesteine der Schrambach- und Losenstein-Formation im Osten bis zur Hausereralm, im Westen bis auf die Höhe Miesriegl. An der Oberfläche finden sich der grobe Karbonatschutt des Schiefersteins und große Blöcke, die über die ganze Länge aber besonders in den höheren Teilen auftreten. Im östlichsten Rücken finden sich unterhalb der Forststraße zwei riesige Blöcke, die entweder junge, abgeglittene Riesenblöcke oder ebenso wie die Kalke weiter östlich (Wolkenmauer) schon im Cenomanium eingelagerte Schollen (s. Nr. 62 + 58) darstellen.

Entlang der Rücken, die aufgrund des groben Blockwerks nur mit Wald bedeckt sind, sind die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht und so gut wie keine Einblicke in den Aufbau möglich. Entlang der heutigen Forststraßen ist zu erkennen, dass die Rücken aus matrixarmem Kalkschutt bestehen, in dem offensichtlich neben stark korrodierten Komponenten mitunter gut verkittete Breccienbruchstücke zu finden sind. Diese und ein großer Breccienblock in 660 m Höhe auf der Forststraße Miesriegl – Gscheid haben zur Ausscheidung als Hangbreccie geführt. Diese auffälligen Formen sind jedoch Schuttströme, die zu Zeiten des Dauerfrostbodens der letzten Eiszeit aktiv waren und zu denen auch die wellige Oberflächenformung durch die damalige differenzielle Fließbewegung gut passt.

10 Rutschmasse

9 Abrisskante

In allen Gesteinszonen, die stark durch feinkörnige, meist auch gering verwitterungsresistente Mergel, Tone und Sandsteine geprägt sind, treten oft oberflächennahe Rutschungen auf. So sind neben den Gesteinen der Flyschzone und der Gosau hauptsächlich die Züge der Losenstein- und Tannheim- sowie der Lunz-



Abb. 37.
Zergleitende Kluftkörper beim BUCH-Denkmal.

Formation betroffen. Ganz besonders sind derartige Erscheinungen im Ultrahelvetikum nördlich Großraming verbreitet. Meist sind die mehr oder weniger mächtigen Verwitterungsschichten in Bewegung, wobei durchwegs eine Abhängigkeit von der Durchfeuchtung bei der Aktivität besteht.

In manchen Bereichen (z.B. Ultrahelvetikum, Tannscharten, südöstl. des Hohen Dirn) sind auch ausgedehnte Felsformationen von den Massenbewegungen betroffen und es haben sich deutliche Abrisskanten und Bergzerreißungserscheinungen gebildet. Hier entstanden teilweise aktive Bewegungsbereiche mit Blockwerk (Ultrahelvetikum), die zu weit ausgreifenden Schuttströmen (Hoher Dirn, Tannscharten) und großflächigen, mächtigen Rutschmassen führten.

Die Bergzerreißungsbereiche und die daraus resultierende Zerlegung des Wettersteinkalkes am Vorder- und Hinterreuter Stein dokumentieren sich in dem groben Blockwerk des Blockgletschers aus der Zeit der Dauerfrostperiode während des Würmhochglazials.

Ein schönes Beispiel der Zerlegung von Felsmassen auf einem weichen, wasserempfindlichen Untergrund stellt das L.-v.-BUCH-Denkmal im Pechgraben dar. Der riesige Granitblock des eigentlichen Denkmals zeigt eine fortschreitende Zerlegung entlang von Klüften (Abb. 37). Die in der Umgebung zu findenden Blöcke stellen ebenfalls ehemalige Klüftkörper des Hauptblockes dar, die schon weiter hangabwärts bis zum kleinen Nebenbach des Pechgrabens abgewandert sind.

8 Murenkörper

Als Ablagerungen einzelner großer Murenschübe sind mehrere Vollformen (Murenkröpfe) in den Karräumen des Almkogels erhalten geblieben. Hier, nördlich und südlich des Übergangs und weiter südlich bei der Menaueralm (Bodenwies) sind große Schuttmengen (z.B. Hauptdolomit) wahrscheinlich mit Auflösung des Dauerfrostbodens im Spätglazial in Bewegung geraten und formten die Murenströme. Dabei wird wohl auch der Tongehalt des Schuttes im Bereich der Oponitz-Formation nördlich des Übergangs hilfreich gewesen sein.

7 Blockwerk

Unterhalb von Felswänden, besonders im Abrissgebiet von Massenbewegungen (z.B. Höhenberg) finden sich ausgedehnte Blockfelder mit teilweise riesigen Blöcken massiger Kalke.

6 Sumpfige Wiese, Niedermoor

Über tonigen, wasserdichten Gesteinen bilden sich in Verebnungen und Mulden durch die stauende Nässe häufig sumpfige Wiesen und Niedermoore. Ausgedehnte Vorkommen, wie östlich des Spadenberges in der Flyschzone, im Moosboden im Ultrahelvetikum und „In den Mösern“ sind in der Karte berücksichtigt.

Ein kleines Moor (auf der Karte nicht ausgeschieden) befindet sich in 1140 m Seehöhe, im Nordteil der Ebenforstalm im Reichraminger Hintergebirge. Der Torf ist bis zu 1,75 m mächtig und an der Basis mit 6850 Jahren datiert (KRISA & WIMMER, 2000).

5 Hangschutt

Bereiche mit mächtiger Schuttbildung, die das Untergrundgestein völlig verdeckt, ist in der Karte als Hangschutt ausgeschieden.

4 Schwemmkegel

Am Ausgang vieler Gräben zu größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder perennierenden Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei großer Wasserführung transportierten Schuttes entstanden. Besonders deutlich entwickelt sind diese Kegel auf den Terrassenflächen entlang der Enns, denen sie deutlich abgrenzbar aufgelagert sind (z.B. Ternberg, Meisenedt, Arzberg).

3 Erosionskante

Deutlich ausgebildete Terrassenränder sind durch diese Signatur hervorgehoben und folgen der Kante zwischen Terrassenfläche und dem durchwegs sehr steilen bis vertikalen Abfall zur nächst jüngeren Form.

2 Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen der kleineren und größeren Gerinne, die oft noch im Überflutungsbereich liegen. Ihre Korngrößenzusammensetzung ist, besonders bei kleineren Gerinnen, stark von der Zusammensetzung der Gesteine in deren Einzugsgebiet abhängig.

1 Deponie, Aufschüttung

Umfangreiche Deponien von Müll oder Aushubmaterial sind auf dem Kartenblatt nicht bekannt.

Neben einer kleinen Deponie beim Sattler oberhalb des KW Großraming fanden sich im Gebiet der Karte noch Abraumhalden ehemaliger Bergbaue auf Kohle im Kohlgraben SE des BUCH-Denkmal und auf Mangan am Rotgsol nördlich des Sengsengebirges.

4. Seismotektonik

(LENHARDT, W.)

Der Bereich des Kartenblattes „Großraming“ überstreicht die Erdbebenzonen 1 und 2 entsprechend dem EUROCODE 8 (2004). Die Erdbebenaktivität im Bereich des Kartenblattes „Großraming“ ist daher als gering einzustufen. Seit 1900 haben sich drei Erdbeben auf dem Gebiet des Kartenblatts ereignet, die stark genug waren, um von der Bevölkerung bemerkt zu werden (Tab. 1). Insgesamt sind aber allein seit 1990 elf Erdbeben messtechnisch erfasst worden.

| Datum | Uhrzeit (UTC) | Mag. | lo | Epizentrum |
|------------|---------------|------|-----|-------------|
| 20.05.1908 | 08:25 | 2,5* | 4 | Reichraming |
| 01.06.1990 | 20:21 | 3,5 | 4-5 | Breitenau |
| 26.05.1996 | 06:04 | 2,1 | 3 | Losenstein |

Tab. 1.

Erdbeben mit Epizentren im Bereich des Kartenblatts Großraming.

Legende: Weltzeit in Universal Time Co-ordinated (UTC). Für die Lokalzeit sind 2 Stunden während der Sommerzeit hinzuzurechnen bzw. während der Winterzeit 1 Stunde.

Mag. = Magnitude, lo = Epizentralintensität nach der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS-98), „*“ = geschätzt.

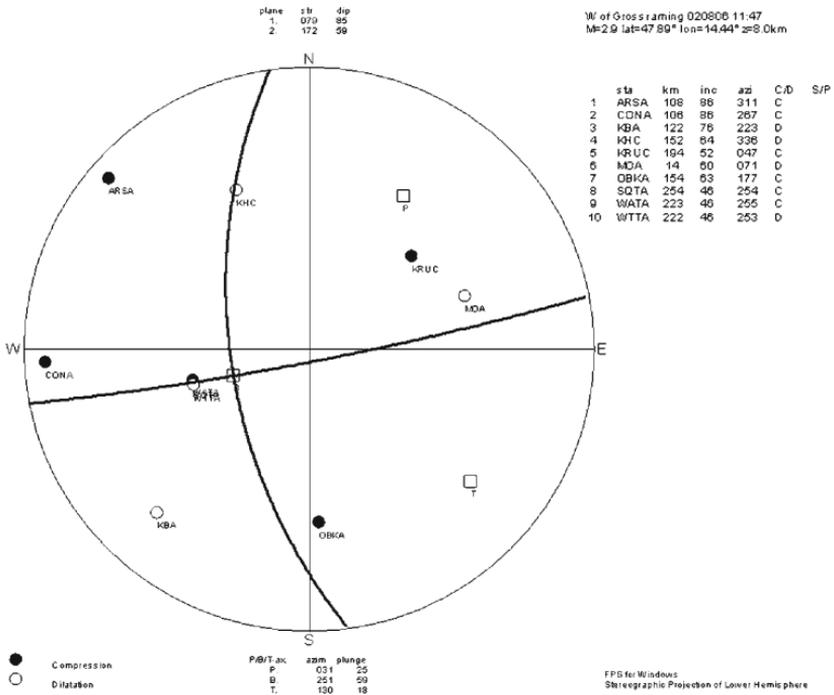


Abb. 38.

Herdflächenlösung des Erdbebens am 6. August 2002 bei Reichraming (Quelle ZAMG).

Als Beispiel dafür wird hier ein Erdbeben der Magnitude 2,9 angeführt, das sich am 6. August 2002 westlich von Reichraming ereignete. Abb. 38 zeigt den Mechanismus dieses Erdbebens, der auf eine südost-nordwest-gerichtete Kompression schließen lässt. Welche der möglichen Bruchflächen tatsächlich aktiv war, lässt sich nicht mit Gewissheit sagen. Die nahezu Nord-Süd-verlaufende und leicht gegen Westen einfallende Bruchfläche würde für den Verlauf einer Tiefenstörung sprechen, die sich von Laussa über Losenstein nach Anzenbach erstreckt, was auch die Verlaufsänderung der Enns erklären würde. Die zweite Möglichkeit – eine Ost-West-orientierte, steil stehende Störung – könnte mit dem Erdbeben von Molln im Jahr 1967 in Verbindung gebracht werden, das sein Epizentrum in der Breitenau bei Molln hatte und dessen Streichen der Herdfläche (DRIMMEL & TRAPP, 1975) mit der abgebildeten Herdfläche bis auf 10° übereinstimmt. Es spricht also einiges für diese zweite Interpretationsmöglichkeit. Jedenfalls muss das Hypozentrum mindestens 8 km tief, wenn nicht noch tiefer gelegen haben, da ansonsten die Auswirkungen an der Oberfläche in Reichraming deutlich bemerkt worden wären.

Knapp westlich des Kartenblattes (auf ÖK 68) ereignete sich östlich von Molln im Jahr 1967 ein Schadensbeben (HAMMERL & LENHARDT, 1997). Dies ist ein Hinweis, dass das Gebiet dort seismotektonisch leicht aktiv ist.

5. Geophysik

(AHL, A. & SLAPANSKY, P)

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen am Kartenblatt 69 Großbraming liegen einerseits in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (HEINZ et al., 1986, 1987a und 1987b; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV wie auch anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH, 1988; ZYCH & MEURERS, 2001a, 2001b, 2006a und 2006b).

Diese Daten wurden im Rahmen der von der GBA herausgegebenen Themenkarten „Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete“ und „Molassezone Salzburg – Oberösterreich“ überarbeitet und in Karten 1 : 200.000 dargestellt (ZYCH & MEURERS, 2001a; SEIBERL & OBERLERCHER, 2001; MOTSCHKA et al., 2006, ZYCH & MEURERS, 2006a).

Die Abschnitte über regionale Magnetik und regionale Gravimetrie stützen sich vor allem auf diese Karten, sowie auf die zugehörigen Erläuterungen von KRÖLL et al. (2001a) und KRÖLL et al. (2006a). Die hier erstmals publizierten Karten Abb. 39 und 40 wurden auf Grundlage der oben erwähnten Datenbasis, aber z.T. mit etwas anderen Parametern, von A. AHL bzw. W. STÖCKL neu erstellt bzw. bearbeitet.

Ein Verständnis der geophysikalischen Strukturen von Magnetik und Gravimetrie ist nur in einem regionalen Zusammenhang möglich. Deshalb wird hier ein größerer Bereich, der deutlich über den des Kartenblatts ÖK 69 Großbraming hinausgeht, betrachtet (Abb. 39 und 40).

Ein dritter Abschnitt widmet sich kurz Aspekten der angewandten Geophysik auf Blatt ÖK 69 Großbraming.

Als geologische Grundlage dienen neben dem Blatt ÖK 69 Großbraming vor allem die geologischen Karten 1 : 200.000 von Niederösterreich (SCHNABEL et al., 2002) und von Oberösterreich (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

5.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das in einer Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 69 Großbraming in konstanter Höhe von 3000 m über Adria Null mit Messprofilabständen von etwa 2 km, der Messpunktabstand entlang der Messprofile beträgt dabei etwa 100 m. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1986, 1987a und b) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalenkarten der magnetischen Totalintensität in den Maßstäben 1 : 200.000, 1 : 500.000 und 1 : 1.000.000 dargestellt (HEINZ et al., 1986; 1987a; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991; SEIBERL & OBERLERCHER, 2001; MOTSCHKA et al., 2006).

In diesen Karten sind die durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingten Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) vom globalen „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) als Anomalien erkennbar. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] (Nano-Tesla) angegeben.

Die Inklination des magnetischen Hauptfeldes (in Österreich etwa 63°) bewirkt, dass die geographische Lage der Maxima der magnetischen Anomalien nicht unmittelbar mit der Lage der Störkörper im Untergrund korrelieren. Dieses Problem

tritt nicht auf, wenn das Magnetfeld mit 90° einfällt. Werden die Messwerte unter der fiktiven Annahme eines mit 90° einfallenden Feldes (polreduziert) berechnet, kommt das Maximum der Anomalie im Allgemeinen direkt über dem Zentrum des Störkörpers zu liegen. Liegt keine remanente Magnetisierung vor, verschwindet das im N vorgelagerte Minimum (BLAUMOSER, 1992). Falls der Störkörper allerdings eine remanente Magnetisierung besitzt, die in Deklination und Inklination vom Hauptfeld abweicht, trifft dies nicht mehr zu.

Die magnetische Totalintensität am Blatt Großraming und seiner Umgebung ist in Abb. 39 polreduziert dargestellt, die Werte von ΔT liegen zwischen -30 und 80 nT.

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich ziemlich monoton. Das Blatt 69 Großraming liegt an der Ostflanke des Maximums der regional bedeutenden Berchtesgadener Anomalie. Aufgrund der tiefen Lage des magnetischen Störkörpers von mindestens 13 km unter der Oberfläche (siehe unten) verschiebt sich die Position der magnetischen Anomalie zwischen nicht polreduzierter Berechnung (die mittlere magnetische Inklination betrug zum Zeitpunkt der Befliegung auf Blatt Großraming $63,5^\circ$) und polreduzierter Berechnung (die magnetische Inklination wird mit 90° theoretisch angenommen) um etwa 20 km gegen Norden. Die Anomalie entzieht sich aufgrund dieser Tiefenlage einer direkten Interpretation anhand von bekannten, kartierten oder eventuell durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 30er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet wurde. Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys am Südrand der Europäischen Platte, oder auch den Einfluss eines mesozoischen plutonischen Körpers als mögliche Störkörper in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979).

Die von BLEIL & POHL (1976) und PUCHER & HAHN (1979) durchgeführten Modellberechnungen ergaben hypothetische magnetische Störkörper, die nach heutigem Kenntnisstand deutlich zu seicht liegen, wobei allerdings festzuhalten ist, dass zum Zeitpunkt der Berechnungen die gesamte Anomalie, insbesondere das nördliche Minimum, noch nicht hinreichend genau erfasst war.

Berechnungen des magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und HÜBL (1991) wurden hingegen auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich nach REISNER (1988) eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S-Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen S einfällt. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentiniertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$ (SI), bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988; HÜBL, 1991).

Die Position des Störkörpers wird anhand der Modellierung von REISNER (1988) für den Bereich der Umgebung des Blatt Großraming im Folgenden näher beschrieben. Die nördliche Begrenzung des gegen N ausdünnenden Modellkörpers, die etwa parallel zu den Isolinien des Abtauchens des Molasseuntergrundes W-E streicht, liegt ungefähr in der Mitte von Blatt Großraming in 13 km unter Adria Null, während die Oberkante des Molasseuntergrundes hier zwischen 4 und 5 km unter Adria Null liegt (KRÖLL et al., 2001b und 2006c). Der Nordrand des Störkörpers liegt somit 8 und 9 km unter der Molassebasis, somit innerhalb des Kristal-

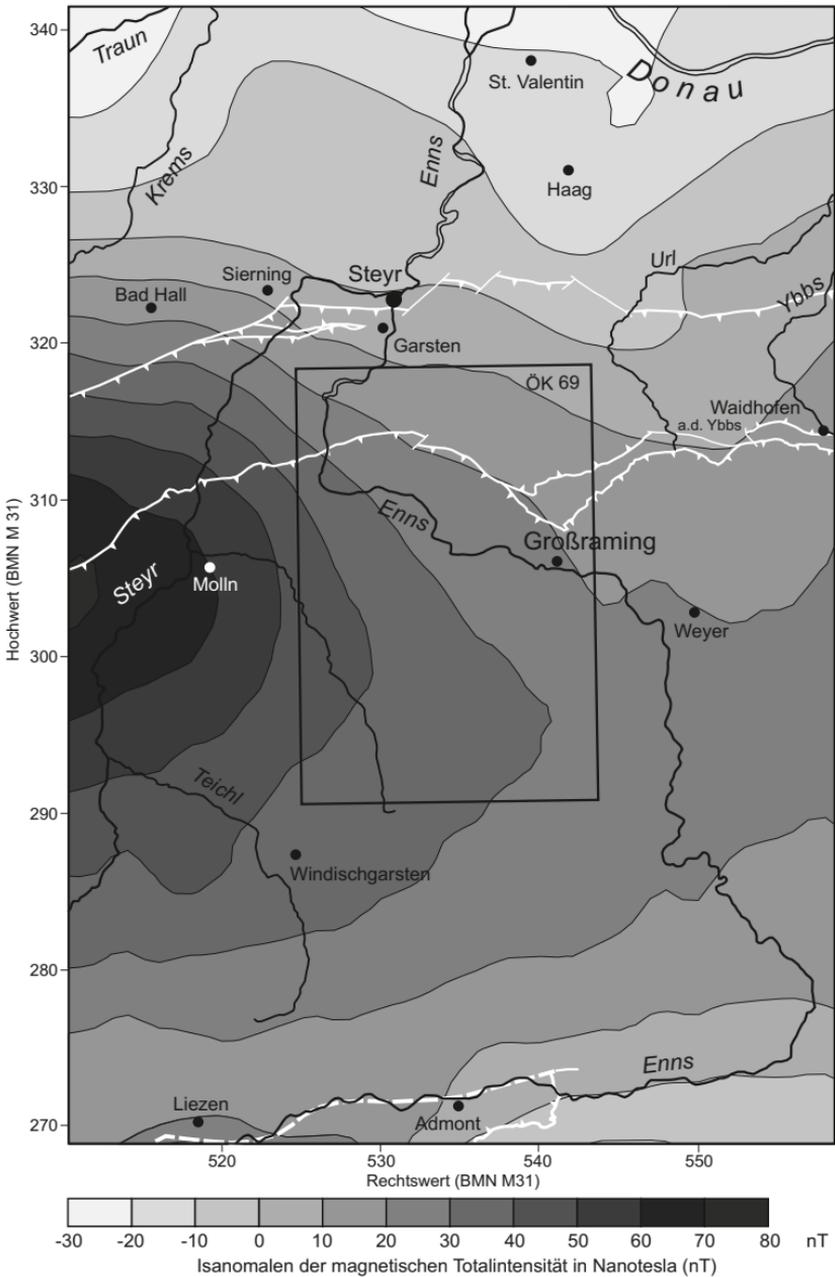


Abb. 39.

Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT im Bereich von Blatt ÖK 69 Großbraming und seiner Umgebung, anhand der Daten der AMVÖ, polreduziert neu berechnet von A. AHL. Das Koordinatensystem ist österreichisches BMN M 31. Die generalisierten tektonischen Grenzen zwischen Molassezone, Rhenodanubischer Flyschzone, Helvetikum, Nördlichen Kalkalpen und Grauwackenzone sind nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006) in weiß eingetragen.

lins der gegen Süden unter den Alpenkörper abtauchenden Böhmisches Masse. Der Modellkörper selbst taucht mit 5 bis 20° gegen Süden ab, seine südliche Begrenzung wird hier 10 bis 15 km südlich des Ennstales in etwa 15 bis 16 km Tiefe unter Adria Null angenommen (REISNER, 1988).

Insgesamt muss die Natur der Berchtesgadener magnetischen Anomalie allerdings immer noch als wenig geklärt bezeichnet werden.

Die am Südrand der Abb. 39 angeschnittenen Anomalie ist auf südlich der Nördlichen Kalkalpen situierte Störkörper zu beziehen, sehr wahrscheinlich Serpentine im Altkristallin, die in Zusammenhang mit dem Serpentin des Hochgrößen stehen könnten (HEINZ et al., 1987b).

5.1.1. Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar, kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI-System ist κ ein dimensionsloser Parameter.

Sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen die stark ferrimagnetischen Minerale, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies).

Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von SCHÖN (1983) angegeben.

Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten für geologische Großeinheiten des vorliegenden Untersuchungsgebiets wurden von ZYCH (1985) ermittelt (Tab. 2).

| Geologische Einheit | Magnetische Suszeptibilität |
|-------------------------------|-----------------------------|
| Kristallin (Böhmisches Masse) | 5×10^{-4} (SI) |
| Molasse | 6×10^{-5} (SI) |
| Flysch | 7×10^{-5} (SI) |
| Kalk | 2×10^{-5} (SI) |

Tab. 2.

Mittelwerte der Magnetischen Suszeptibilität, die anhand von 2100 gemessenen Gesteinsproben errechnet wurden (ZYCH, 1985). Die angegebenen Werte sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet.

5.2. Gravimetrie

Gravimetrische Daten aus verschiedenen Datensätzen, überwiegend aus der Kohlenwasserstoffexploration (ZYCH, 1988), aber auch aus anderen Untersuchungen, wurden von ZYCH & MEURERS (2001a und 2006a) zusammengeführt und in Form von Übersichtskarten im Maßstab 1 : 200.000 dargestellt. Zu den Daten und zur Auswertemethodik siehe ZYCH & MEURERS (2001b und 2006b).

Als Kartendarstellungen der regionalen Schwereverteilung sei neben der erwähnten Schwerekarte 1 : 200.000 auch auf die Darstellungen der „Bougueranomalie nach Subtraktion des Schwereeffekts der Krusten-Mantelgrenze (Moho)“ und „Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes OÖ und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2001b und 2006b) verwiesen.

| Geologische Einheit, bzw. Schichtglied | Dichte [g cm ⁻³] |
|--|------------------------------|
| Molasse | 2,40 |
| Flysch | 2,55 |
| Haselgebirge | 2,70 |
| Kalkalpen | 2,70 |
| Hauptdolomit | 2,75 |
| autochthones Mesozoikum | 2,75 |
| Kristallin der Böhmisches Masse | 2,80 (2,60 bis 2,90) |

Tab. 3.

Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für lithologische Einheiten im Bereich von Molassezone, Flyschzone, Nördlichen Kalkalpen, sowie deren Untergrund, nach ZYCH & MEURERS (2006 b).

Typische Werte der Gesteinsdichte für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von SCHÖN (1983) angegeben. Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die wichtigsten Gesteinstypen, die auch im Bereich des Kartenblatts 69 Großraming und seiner Umgebung auftreten (nach ZYCH & MEURERS, 2006b), gibt Tab. 3.

Die gravimetrische Karte der Isanomalien der Bouguerschwere (Abb. 40) ist ein Ausschnitt der Karte des Schwerefeldes der Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete (ZYCH & MEURERS, 2001a) und der Molassezone Salzburg - Oberösterreich (ZYCH & MEURERS, 2006a), die von W. STÖCKL zusammengeführt wurden, mit einigen zusätzlichen Eintragungen, die Topographie betreffend. Die Karte geht im Ostabschnitt südlich etwas über die ursprünglich publizierte Karte hinaus. Der Kartenausschnitt entspricht dem der Magnetikkarte.

Gravimetrische Anomalien können theoretisch sowohl auf rein strukturelle Ursachen als auch auf lithologisch bedingte Dichteinhomogenitäten zurückzuführen sein. Anomaliencharaktere werden oft mit tektonischen Störungen in Zusammenhang gebracht (ZYCH, 1988).

Die Isanomalien der Bouguerschwere zeigen einen generellen Trend der Abnahme der Werte zwischen -39 mGal im NE und -109 mGal im SW des Blattes Großraming, wobei zusätzlich zu diesem generellen Trend einige lokale deutliche positive und negative Anomalien auftreten. Der in der Karte erkennbare regionale Trend spiegelt das Abtauchen des Kristallins der Böhmisches Masse wider. Diesen Trend überlagert die Abnahme der Bouguerschwere zum Minimum des Tauernfensters hin (BEV, 2006; MEURERS & RUESS, 2007).

Profilschnitte, die den Aufbau des Untersuchungsbereichs verdeutlichen, finden sich in WESSELY (1993b, Profil 3) und KRÖLL & WESSELY (2001, Profil E-F).

Das Kristallin der Böhmisches Masse, das am nördlichen Rand der Karte (Abb. 40) stellenweise an der Oberfläche ansteht, sinkt gegen S unter die alpine Vortiefe der Molassezone und die weiter südlich darüber überschobenen tektonischen Einheiten ab. Der kristalline Untergrund der Molasse ist durch Brüche in Becken und Schwellen gegliedert und in großen Bereichen tritt eine oft mehrere 100 m mächtige mesozoische Sedimentbedeckung unterhalb der eigentlichen Molasse-sedimente auf (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2006c).

Nördlich der Donau ist das Kristallin von nur geringmächtigen Sedimenten bedeckt. Vereinzelt Kristallinaufschlüsse finden sich auch südlich der Donau.

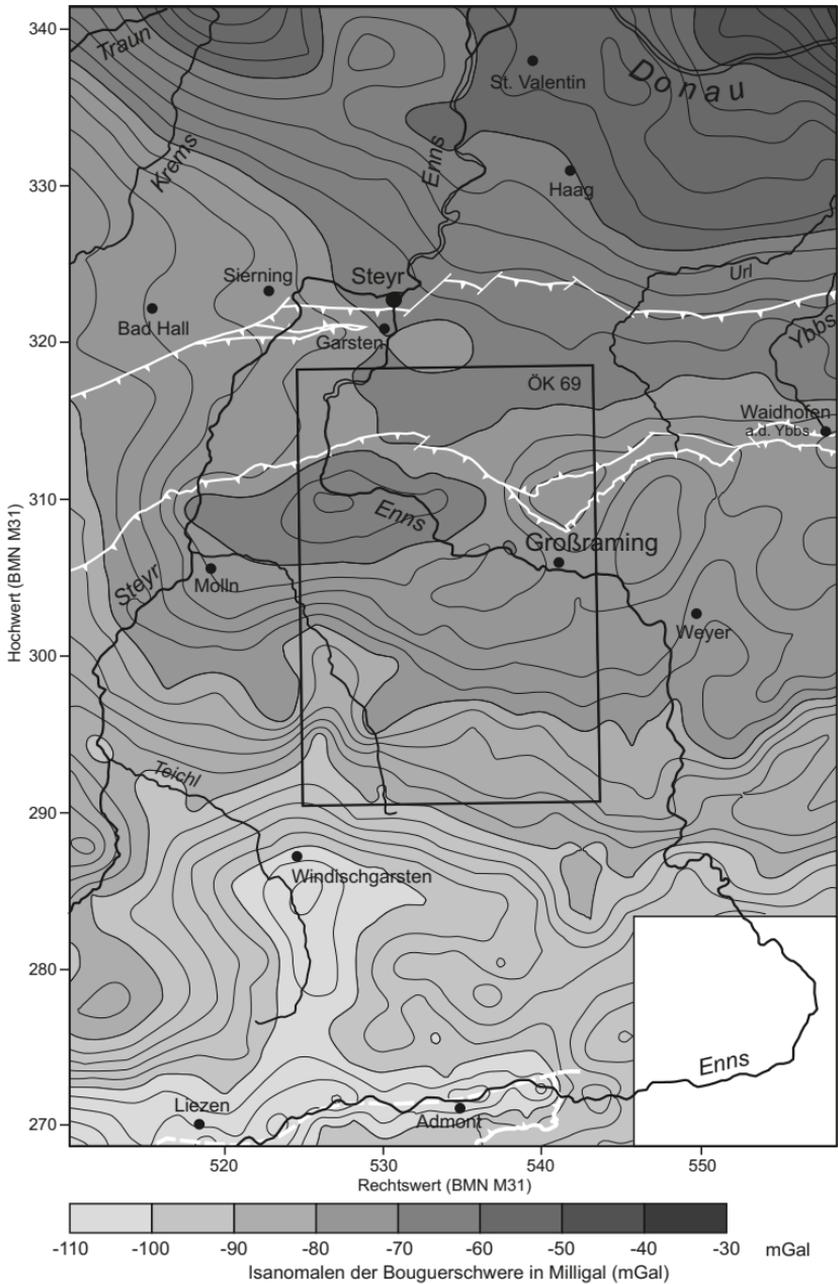


Abb. 40. Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere), Isolinienabstand 2 mGal. Die Karte beruht auf den Grundlagen von ZYCH & MEURERS (2001a und 2006a), die von W. STÖCKL kompiliert wurden. Die generalisierten tektonischen Grenzen zwischen Molassezone, Rhenodanubischer Flyschzone, Helvetikum, Nördlichen Kalkalpen und Grauwackenzone sind nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006) in Weiß eingetragen.

Im Bereich der Molassezone wird das allgemeine WNW-ESE-Streichen der Isolinien der Bouguerschwere, das für die Molassezone in Oberösterreich bis ins westliche Niederösterreich typisch ist (ZYCH & MEURERS, 2006a), im Untersuchungsgebiet durch lokale Strukturen unterbrochen.

Das im Bereich von Traun und Enns angeschnittene lokale Schweremaximum ist durch einen unter Sedimenten begrabenen NNW-SSE-streichenden Horst des Kristallins, der durch Grabenstrukturen begrenzt ist, bedingt (KRÖLL et al., 2006b). Das gegen Osten anschließende Minimum ist durch eine lokale Zone verstärkter Absenkung des Untergrundes verursacht, die an deren Südrand durch antithetische Brüche begrenzt ist (KRÖLL et al., 2006b).

Nördlich von Bad Hall sind die Ausläufer einer zwischen Wels und Bad Hall gelegenen negativen Anomalie zu erkennen („Bad Haller Becken“, ZYCH & MEURERS, 2006b). Diese negative Anomalie ist gegen S durch eine positive Anomalienzone abgegrenzt, die hier im Zug Steyr – Sierning – Bad Hall zu erkennen ist, und die an ihrer Nordflanke offenbar tektonisch begrenzt ist (ZYCH & MEURERS, 2006b; KRÖLL et al., 2006b).

Die Grenze zur südlich an die Molassezone anschließenden Flyschzone, mit z.T. vorgelagertem, z.T. aufgeschupptem Helvetikum, tritt trotz eines deutlichen Dichtekontrastes nicht wie erwartet in Erscheinung (siehe auch ZYCH & MEURERS, 2006b). Auffällig ist die N-S-Richtung der Isanomalien im Bereich Bad Hall–Molln. Es ergibt sich keine Korrelation mit der Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2006b) oder der Geologischen Karte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2006c), sodass die Ursache dieser Struktur wohl im tieferen Untergrund zu suchen ist. Für die auffällige rundliche negative Anomalie östlich Garsten liegt derzeit keine plausible Erklärung vor.

Der Nordrand der Nördlichen Kalkalpen (NKA) ist aufgrund des Dichtekontrastes zur Flyschzone vielfach durch positive Anomalien regionalen Charakters geprägt (ZYCH & MEURERS, 2006b). Das deutliche Maximum, das vom Steyrtal bis über das Ennstal hinausreicht, dürfte eine dieser Anomalien sein.

Deutliche Minima innerhalb der NKA bewirken die Windischgarstener Gosau und das glazial übertiefte Ennstal. Auch das kleine Minimum am Zusammenfluss von Steyr und Teichl könnte glazial bedingt sein.

Ansonsten ist das Anomalienmuster sehr inhomogen und dürfte z.T. durch die lokale Lithologie bestimmt sein. Die Isanomalien zeichnen bereichsweise das generelle Streichen der Schichtglieder nach, WNW–ESE westlich, SW–NE östlich der Weyerer Bögen. Die Weyerer Bögen selbst treten bestenfalls durch einen leicht unruhigen Isolinienverlauf in Erscheinung.

Massive Dachsteinkalk- und z.T. auch Wettersteindolomitstöcke scheinen mit positiven Anomalien zu korrelieren (z.B. Priel, Hochmölbling, Pyrggas, Buchstein).

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets, östlich des Kartenblattes ÖK 69, etwa unter Weyer, tritt eine sehr markante SW–NE streichende Einbuchtung im Molasseuntergrund auf, die sich in einer stark gebogenen Rinnenstruktur bis NE Großbraming fortsetzt (KRÖLL et al., 2001b). Diese Depression des Untergrundes bewirkt ein deutliches gravimetrisches Minimum.

Völlig unklar ist die Bedeutung der sehr markanten N-S-streichenden negativen Anomalie, die sich vom Windischgarstener Becken gegen N und S fortsetzt (vgl. auch ZYCH & MEURERS, 2006b).

5.3. Angewandte Geophysik

Im Rahmen des Projektes O-A-30 *Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudien in den oberösterreichischen Kalkvorlpen NE der Enns* wurden begleitende bodengeophysikalische Messungen durchgeführt. Die Messgebiete lagen im Gaflenztal (etwa 3 km NW Weyer Markt) und im Dürrenbachtal (etwa 3 km SE Weyer Markt). Es kamen Methoden der Gleichstromgeoelektrik und Transientelektromagnetische Verfahren (TEM) zum Einsatz.

Im Gaflenztal liegt mit etwa 400 m Tiefe eine starke glaziale Übertiefung vor. Anhand der Widerstände kann auf mehr oder weniger schluffiges, sandiges, z.T. schotteriges Material der Talfüllung geschlossen werden.

Im Dürrenbachtal wurde im S eine max. 20 m mächtige sandig-schluffige Talfüllung festgestellt. Im N handelt es sich offenbar um ein übertieftes Tal, eine genaue Tiefe der Talsohle konnte nicht festgelegt werden. Unter dem Schüttbereich des Dürrenbaches treten Schichten auf, die als grobes Blockwerk gedeutet werden könnten.

Details zu den Untersuchungen finden sich in den Berichten von PFLEIDERER et al. (1998 und 1999).

6. Mineralische Rohstoffe

(HEINRICH, M., MOSHAMMER, B. & SCHEDL, A.)

6.1. Steine, Erden und Industriemineralien

6.1.1. Festgesteine

Vorkommen hochwertiger Karbonatgesteine sind auf diesem Kartenblatt aus dem Wettersteinkalk (90) bekannt. Es handelt sich um chemisch hochreine Kalksteine, die eine Weiße von nahezu 90 % Y (Hellbezugswert bei D 65/10° CIE 1964) erreichen. Untersucht wurden sie nordwestlich von Rastgrub in den Wegaufschlüssen westlich der Enns in ca. 400 m SH sowie auf der gegenüberliegenden Talseite nördlich des Steinbruches Grossauer bis in ca. 700 m SH (POSCHER, 1991; MOSHAMMER, 1999). Im Steinbruch Grossauer selbst werden bräunliche, teilweise kieselige Kalksteine der Gutenstein- und Reifling-Formation (92 und 91), darunter auch Raminger Kalk (Nr. 91), abgebaut. Letzterer lieferte sehr reine Kalksteine, die bis in die 1980er Jahre in der Papier- und Zuckerindustrie eingesetzt wurden. Seither werden in diesem Steinbruch vorwiegend Brecherprodukte sowie Flussbau- und Mauersteine, die hauptsächlich zum Straßenbau verwendet werden, gewonnen. Der besprochene Zug aus Wettersteinkalk gehört tektonisch zur Struktur der Dirn-Antiklinale im Stirnbereich der bajuvarischen Reichraminger Decke. An seinem Ost- und Westende beherbergt er alte Eisenerzabbau (Arzberg-Reichraming und Wendbach) im stratigraphisch jüngsten Anteil des Wettersteinkalks. Für die angesprochene hochreine Qualität ist hingegen der stratigraphisch etwas ältere Wettersteinkalk von Interesse. In vergleichbarer stratigraphischer und tektonischer Position befinden sich, westlich der GK 69, die Steinbrüche am Gaisberg und Pfaffenkogel nordnordöstlich von Molln, wo die hohe Qualität des Wettersteinkalkes evident ist. Aus ihm wird unter anderem Branntkalk hergestellt, aus dem hochwertige Produkte – z.B. zur Entschwefelung oder Füllstoffherzeugung – generiert werden.

Weitere ausgedehnte Wettersteinkalk-Areale der tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke bauen die Gipfellandschaft des Sengsengebirges und Reichramin-

ger Hintergebirges auf. Es sind darin weitere chemisch reine Vorkommen zu vermuten, aber eine Rohstoffnutzung ist aus hydrogeologischen Gründen und der Widmung als Nationalpark ausgeschlossen.

Auch dem Vilser Kalk ist ein sehr reiner Chemismus eigen, jedoch hat er etwas geringere Weiße, wenn er als Crinoiden-Brachiopoden-Sparit ausgebildet ist und keine kieseligen oder mergeligen Bestandteile enthält (71, partim 70). Aufgrund seiner geringeren Mächtigkeit (Meter bis wenige 10er-Meter) ist er für sich allein kaum wirtschaftlich, etwa für die Zement- oder Kalkerzeugung, bedeutend. Innerhalb des Bajuvarikums tritt er in mehreren Vorkommen auf, die auf Blatt Großraming mit Ausnahme der Vorkommen bei Losenstein (östlich des Schönstein, „Bahnhofswand“, Klausgraben) kaum untersucht sind (MOSHAMMER, 2009). Aufgrund guter Festigkeitswerte (durchschnittliche Druckfestigkeit an 4-cm-Würfeln von 1960 kg/cm³, Angabe bei KIESLINGER in einem unveröffentlichten Manuskript zu den Dekorsteinen Oberösterreichs. – Kieslinger Nachlass, Inst. f. Ingenieurgeologie TU Wien) und dekorativer lichtgelbbrauner bis lachsroter Färbung und Ornamentierung wurde er als polierfähiger Werkstein gewonnen und kam als „Losensteiner Marmor“ in Umlauf. Circa 500 m südöstlich des Bahnhofes am Abhang des Schönstein wurde an einem schon bestehenden alten Gewinnungsstandort zwischen 1938 und 1945 sowie vorübergehend noch einmal 1947 eine ansehnliche Brucherweiterung mittels Seilsäge und Abtransport über einen neu errichteten Bremsberg vorgenommen. Mit hereingewonnen wurde der hangende rötliche Tithon-Flaserkalk. In dem unveröffentlicht gebliebenen Manuskript „Dekorsteine Oberösterreichs“ von A. KIESLINGER, verfasst in den 1960er Jahren, werden folgende Verwendungsbeispiele des Losensteiner Marmors angeführt:

Graz: Arbeiterkammer: Halle: Innenverkleidung.

Innsbruck: „Montana“ Privathaus: Stufenspiegel poliert.

Klagenfurt: Kammer der Gewerblichen Wirtschaft: Halle: Wandverkleidung und Säulenverkleidungen polygonal (beides poliert).

Linz-Nord: Spallerhofschule: Stiege.

Linz: Brückenkopfgebäude: Türverkleidung, Bodenplatten, Stiegenstufen.

Landhaus: Teile des großen Renaissanceportales

Bürgergasse 11: Portal Bürohaus Hambauer (feingespitzt)

Goetheschule Südtirolerstraße: Schrifttafel

Unfallkrankenhaus: Plattenverkleidung

Handelskammer

Losenstein [Anmerkung: Großraming]: Uferbauten und Straßenbrücke über den Ausgang des Pechgrabens.

Losenstein-Leiten Schloss: Säulen.

Neuhofen an der Krens: Pfarrkirche Nordseite außen: Grabstein Tobias Rosenkranz † 1648.

St. Florian: Stift.

Salzburg: Fordhof Rainerstraße 25: Portalwände und Halle.

Dreifaltigkeitsgasse: Geschäftsfassade „Farben Stuböck“ (poliert).

Wien: Rotenturmstraße Restaurant Linde.

Verschiedene Geschäftsverkleidungen.

VI. Mariahilferstraße 69a: Arabia Espresso.

Berlin: Angeblich ab 1938 sehr viel für die Reichskanzlei geliefert worden (heute nicht mehr überprüfbar).

Die Mehrzahl der Gewinnungsstellen auf Rohstoffe für den Straßen- und Wegebau liegt in mehr oder weniger aufgelockerten Hauptdolomit-Vorkommen (85). Die Abbaue sind im Bereich der Kalkalpen, mit Ausnahme des Nationalparkgebietes, fast regelmäßig über das ganze Blatt verteilt. Wasserbausteine werden, neben dem oben erwähnten Steinbruch Grossauer, im Steinbruch Pechgraben in großem Stil in Buntem (rotem) Jurakalk (70) gewonnen. Früher wurden für lokalen Baubedarf auch Gesteine der Opponitz-Formation (86), der Kössen-Formation (83), der Roßfeld-Formation (59) und der Schrambach-Formation (62) sowie, in der Flyschzone, der Kotgraben-Subformation (37) genutzt.

6.1.2. Lockergesteine

Unter den nutzbaren Lockergesteinsvorkommen sind insbesondere die hochqualitativen Kiessande der Niederterrasse (13) entlang der Enns zu erwähnen, die unterhalb Reichraming in mehreren größeren Abbauen abgebaut wurden. Aktive Abbaue liegen nordöstlich und südlich Dürnbach. Bedarfsabbaue liegen in Schwemmkegeln (4) mit Einzugsgebiet im Hauptdolomit, z.B. nördlich Jaidhaus im Tal der Krummen Steyrling, in verschiedenen Hangschuttvorkommen (5) bzw. Schuttkegeln, z.B. bei der Ennsener Hütte und bei der Hubertuskapelle südöstlich Kienberg. Aus dem Reichramingbach wird gelegentlich kurz oberhalb der Mündung in die Enns rezentes Geschiebe entnommen, das auch für Bauzwecke verwendet werden kann. Die Bestandsaufnahme der Abbaue von Lockergesteinen beruht auf Unterlagen im Lagerstättenarchiv („Steinbruchkartei“) der Geologischen Bundesanstalt, die auf Erhebungen zwischen 1980 und 2010 zurückgehen. Zu Lehm- bzw. Tongewinnung ist im Bereich des Kartenblattes nichts bekannt.

6.2. Erze

Mit Ausnahme des Bauxitbergbaues Unterlaussa – des letzten Erzbergbaues in Oberösterreich (geschlossen 1964) – befinden sich im Gebiet des Kartenblattes keinerlei weiteren Erzvorkommen von überregionaler rohstoffwirtschaftlicher Bedeutung.

Eisen und Stahlveredler

Kleinere Vorkommen von Eisen- und Manganerzen unterschiedlicher Genese treten in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf. Abbaue auf limonitische Eisenerze sind im Raum Arzberg/Reichraming (16. Jh.) und Wendbachgraben (17. Jh. bis 1. Hälfte 19. Jh.) bekannt, die hier an Karsthorizonte des obersten Wettersteinkalks gebunden sind. Letzterer war wirtschaftlich der bedeutendste aller oberösterreichischen Eisenerzbergbaue (FREH, 1949).

Wegen ihres hohen Fe-Anteiles (13–35 %, in den bohnerreichen Partien bis zu 45 %) wurde die Bauxitlagerstätte Unterlaussa vor der Zeit der Bauxitgewinnung mehrfach auch als Eisenerzbergbau betrieben (GRUBER, 1998). Genetisch hängen diese Eisenerzvorkommen mit den Bauxit führenden Gosausedimenten zusammen. Die bekanntesten Abbaue (Blahberg, Sandl) liegen aber bereits auf dem benachbarten Kartenblatt ÖK 99.

Linsen bzw. Reste von manganreichen Eisenerzen sedimentärer Herkunft sind auch in den Klauskalken des Mittleren Jura eingeschaltet, wo Ausfällungen von Eisen- und Manganoxiden auf einer korrodierten Sedimentoberfläche (Dachsteinkalk) als Ursache der Anreicherung angenommen werden (WERNECK, 1980). Vertreter dieser Art von Vorkommen ist der kurzzeitig betriebene Manganerzbergbau

auf der Glöcklalpe/Rotgsol im Bodinggraben bei Molln, der infolge der hohen Transportkosten wirtschaftlich unrentabel blieb. Die Hauptabbauphase erfolgte zwischen 1859 und 1884, wobei die größte Produktion an Manganerzen im Jahr 1879 mit 93 t erreicht wurde (KÖSTLER, 1993). Abgebaut wurden im Wesentlichen Pyrolusit, Psilomelan, Manganit und „Wad“ (HUBER & HUBER, 1977).

Häufig auftretende konkretionäre Sideritbildungen in der Steinkohle des Pechgrabens waren als Rohstoffressource hingegen ohne Bedeutung.

Blei

Im oberen Reichraminggraben gibt es unter der Plöschalm östlich Gröstenberg mehrere Stollen, die wahrscheinlich im 18. Jh. auf eine Bleiglanzvererzung im obersten Wettersteinkalk angesetzt waren (WERNECK, 1980).

Bauxit

Die wirtschaftlich bedeutendste Erzlagerstätte des Kartenblattes ist die Bauxitlagerstätte in Unterlaussa, der wichtigste Bauxitabbau in den Ostalpen. Die Bauxitlagerstätte ist wie alle anderen Bauxitvorkommen der Ostalpen an die Basis der Gosauablagerungen geknüpft. Die Lagerstätte besteht aus mehreren linsenartigen, achsial verformten Körpern, die diskordant auf voroberkretazischen kalkalpinen Schichtfolgen aufliegen. Randlich sind diese Bauxitkörper mit Konglomeraten verzahnt und werden im Hangenden von Kohlenschmitzen und -schiefern der überlagernden Gosaubasis begrenzt (RUTTNER, 1970).

Bei den in Unterlaussa auftretenden Bauxiten handelt es sich um einige Meter mächtige allochthone Karstbauxite, die durch Umlagerungen lateritisierter Klasktika aus einem höher gelegenen Einzugsgebiet sowie durch chemische Ausfällung in schwach alkalischem Milieu entstanden sind (RUTTNER, 1970). Hauptminerale sind vor allem Böhmit, Hämatit, Goethit und Kaolinit. Im Revier Gräsern sind höhere Urangelhalte bemerkenswert, die hier auf sekundäre Uranminerale, wie Tujamunit, Metatujamunit und Metazeunerit zurückzuführen sind (BRAUNER & GRÖGLER, 1957). Für hochwertige Bauxiterze sind die Gehalte an Al_2O_3 zu niedrig (40 bis 60 % freies Al_2O_3) und die Eisen- und Kieselsäuregehalte meist zu hoch.

Mit den ersten Schurfarbeiten im Raum Unterlaussa (Prefingkogel) wurde 1919 durch die Firma Stern & Hafferl begonnen. Erste Abbaudaten liegen aus dem Jahr 1920 (262 t) vor (KÖSTLER, 1994). 1923 bzw. 1930 wurden erste Grubenfelder im Bereich des Präfingkogels und am Blahberger Hochkogel (ÖK 99) bzw. im Bereich der Schwarzaklause und am Sonnberg verliehen (KÖSTLER, 1994). Der Abbau blieb aber mit Ausnahme des Jahres 1923 bis zum Beginn des 2. Weltkrieges gefristet. Von 1940/41 bis zum Kriegsende bestand ein bescheidener Bergbau der Vereinigten Aluminiumwerke AG (Berlin) in den Revieren Präfing, Gräser, Sonnberg und Schwarzaklause. 1946 ging der Bergbau (Bauxit, Kohle) schließlich in österreichischen Staatsbesitz über. Von 1946 bis zur Schließung 1964 wurden in den Revieren Gräser, Präfing, Sonnberg und Schwarzaklause insgesamt rund 258.000 t Bauxit gewonnen, wobei 1960 mit rund 26.000 t die höchste Jahresförderung erzielt wurde. Der verkaufsfähige Bauxit ging – abhängig vom SiO_2 -Gehalt – je zur Hälfte in die heimische Eisenhütten-, Zement- bzw. Schleifmittelindustrie sowie zwecks Tonerdeerzeugung ins bayerische Schwandorf (KÖSTLER, 1994).

Die schwierigen Abbauverhältnisse, der relativ hohe Kieselsäuregehalt des Bauxits und zunehmende Absatzschwierigkeiten waren die Hauptgründe für die endgültige Schließung des Bergbaues Unterlaussa im Jahr 1964.

6.3. Energierohstoffe

Im Bereich des Kartenblattes ÖK 69 befinden sich mehrere kleinere Kohlenvorkommen, die zeitweilig auch abgebaut wurden. Wegen ihres hohen Heizwertes und der guten Verkokungseigenschaften waren diese Kohlen für die lokale eisenerarbeitende Industrie von besonderer Bedeutung. Bei den Kohlen handelt es sich durchwegs um mesozoische Kohlen, die unterschiedlichen geologischen Formationen angehören.

Gresten-Formation

Die meist geringmächtigen und häufig stark gestörten Flöze treten im unteren Abschnitt der Gresten-Formation (33) auf. Im Pechgraben bilden sandige Schiefer das Liegende und Schiefertone das Hangende der (einschließlich Kohletonlagen) bis zu einem Meter mächtigen, stets aschereichen Kohlen (SACHSENHOFER, 1987). Als Zwischenmittel treten im Pechgraben auch Kalke mit mariner Fauna auf. Die Flöze sind häufig durch Taublagen lateral stark aufgespalten. 40 % der Kohlensubstanz besteht aus Liptiniten (SACHSENHOFER, 1987). Sphärosiderite sind häufige Begleiter in den Flözen. Hinsichtlich Inkohlung liegt im Pechgraben eine Flammkohle vor. Als Bildungsraum der liptinitreichen (bituminösen) Kohlen wird ein stagnierendes, sauerstoffarmes Gewässer angenommen.

Der Bergbau im Pechgraben wurde zwischen 1830 und 1882 unter wechselnden Besitzverhältnissen betrieben (WERNECK, 1980). Produktionsdaten liegen jedoch nur aus dem Zeitraum 1841 bis 1877 vor.

Lunz-Formation

Die Lunz-Formation (87) enthält im hangenden Schiefertone-Komplex an zahlreichen Stellen Kohlenflöze mit hochwertiger Steinkohle, die im Bereich des Kartenblattes aber nur geringe Mächtigkeiten erreichen. Die Kohle ist vitrinitreich, der durchschnittliche Liptinitgehalt beträgt 5 % (SACHSENHOFER, 1987). Neben Ton ist vor allem Siderit ein typischer Aschebildner. Der Inkohlungsgrad der Lunzer Kohle nimmt von Osten gegen Westen deutlich ab. Die Lunzer Kohlen des Kartenblattes entsprechen im Wesentlichen Glanzbraunkohlen.

Kleinere Schurfbaue auf Lunzer Kohle bestanden in Raum Reichraming (Mitte 19. Jh., 1922) und im Sulzbach- bzw. Schneeberggraben (Mitte des 19. Jh.).

7. Kohlenwasserstoffe

(WESSELY, G.)

7.1. Tiefbohrungen der OMV AG

(Angaben in Bohrm Metern)

Kürnberg 1 (SH. 516,7 m)

Koordinaten (BMN): RW: 542349, HW: 315422

- 2170 m Flyschzone
- 2364 m Helvetikum
- 2953 m Molasse inklusive Schuppenzone
- 2981 m Kristallin der Böhmisches Masse

Oberdambach 1 (SH. 495,6 m)

Koordinaten (BMN): RW: 530550, HW: 316500

- 1997 m Flyschzone

- 2698 m Molasse (- 2460 m Puchkirchen-Fm., - 2670 m Kiscellium: „Rupel“mergel, Bändermergel, heller Mergelkalk, - 2678 m Schönecker Fischechiefer, - 2698 m Obereozän)
- 3010 m Autochthone Oberkreide (Coniacium bis Cenomanium)
- 3020 m Kristallin der Böhmisches Masse

Molln 1a –d: (SH. 589,1 m)

Koordinaten (BMN): RW: 528809, HW: 296776

- 4665 m Kalkalpin
- 4710 m Helvetikum
- 5271,6 m Molasse
- 5500 m Autochthone Oberkreide
- 5595 m Autochthone Jura
- 5618,5 m Kristallin der Böhmisches Masse

7.2. Interpretation des subalpinen und alpinen Tiefbaues

Die Bohrungen zeigten einmal mehr die große Überschiebungsweite der alpinen Decken über ihr Vorland an, das sehr flach mit kristallinem Grundgebirge, autochthonem Mesozoikum und Molasse unter die Alpen abtaucht und hier nur durch relativ geringfügige Abschiebungen gestört ist (Abb. 41 und 42). Unter der großen Masse der Kalkalpen wurden die Klippenzonen stark verschliffen und selbst der Flysch wurde nicht nur überschoben, sondern zu einem großen Teil einhergeschoben, wie sein Fehlen in Molln 1 nahelegt. In den Kalkalpen bestätigte sich der angenommene Bau im mittleren Kalkalpenabschnitt mit der nachgosaubischen Eindrechung von Frankenfelder und Lunzer Decke in Form der Weyerer Bögen und Aufschiebung auf die gosaubedeckte Reichraminger Decke.

Autochthones Mesozoisches Stockwerk

Die Unterlage des subalpinen Baues bildet das Kristallin der Böhmisches Masse.

Die Bohrung Kürnberg 1 kommt noch auf dem randlichen Südsporn der Böhmisches Masse zu liegen und traf unter Molasse direkt Kristallin an.

In der Bohrung Oberdambach 1 transgrediert darüber bereits außeralpine Oberkreide. Jedoch nicht, wie angenommen, mit fluviogenen deltaischen Schüttungsfächern wie im Raum Steyr, sondern mit einer marinen Beckenfolge vom Cenomanium bis ins Coniacium, mit einer glaukonitischen Sandsteinserie im Turonium.

In der Bohrung Molln 1 wurde die Oberkreide in ähnlicher mariner Beckenfazies mit einer für den Vorlanduntergrund typischen Abfolge erschlossen: zuoberst mit einer tonig-mergeligen Strecke, die Wirnzberger Megelformation, darunter einem Sandsteinkomplex, der dem Neuhofener Hauptsandstein entspricht, darunter einer mergelig/sandig/glaukonitischen Strecke, der Piberbacher glaukonitischen Formation. Im Liegenden folgt Oberjura in kalkiger Plattformentwicklung, unterlagert von karbonatisch-sandiger Fazies und schließlich sandiger Deltafazies des Mitteljura (Abb. 43).

Autochthone und verschürfte Molasse

Der tiefere Molasseabschnitt fügt sich in die im oberösterreichischen Vorland geläufige Entwicklung, mit sandigem basalem Obereozän, gefolgt von typischen

oligozänen Schichtgliedern, z.B. Lithothamnienkalk, Schönecker Fischeschiefer, Bändermergel, heller Mergelkalk, Tonmergelstufe und Puchkirchen-Formation. In Kürnberg 1 liegt die Tonmergelstufe direkt auf Kristallin.

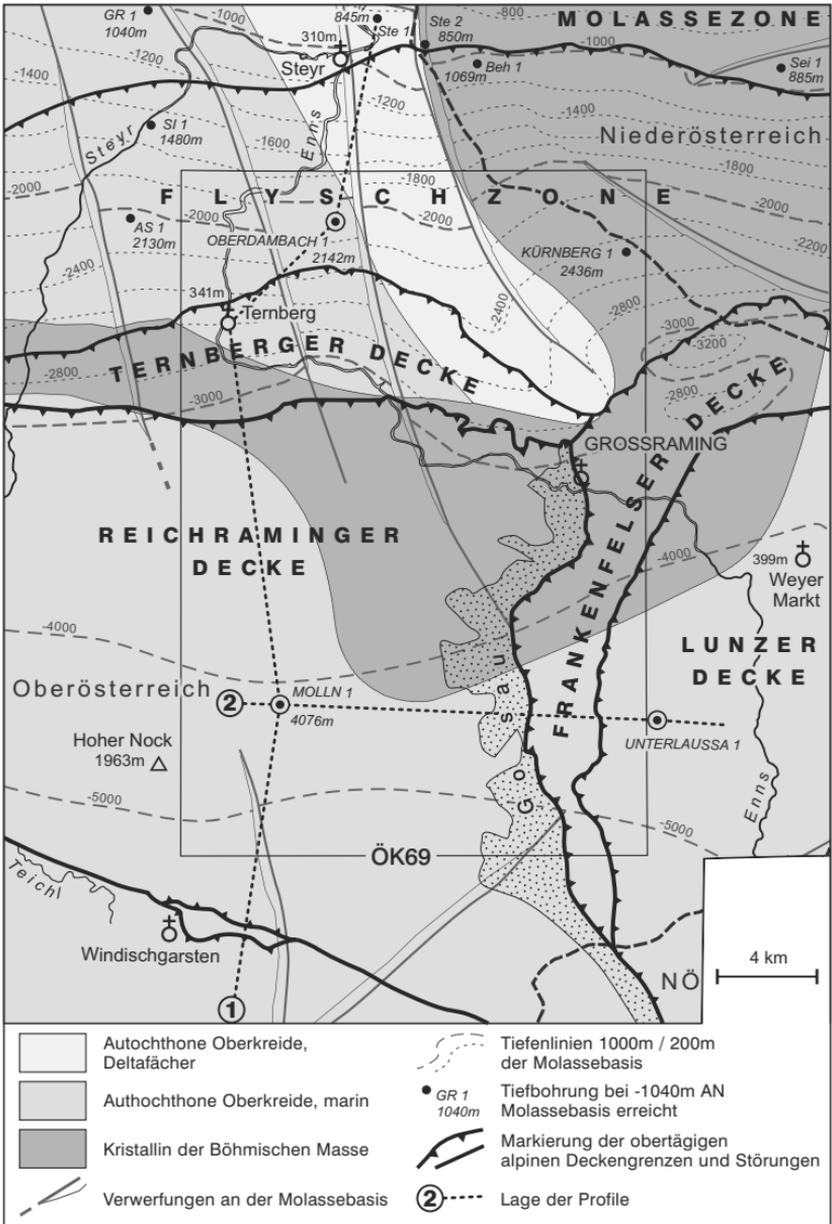


Abb. 41. Ausschnitt aus der Karte des Molasseuntergrunds (KRÖLL et al., 2001b) mit der Lage der Profilschnitte 1 (s. Abb. 42) und 2 (s. Abb. 44).

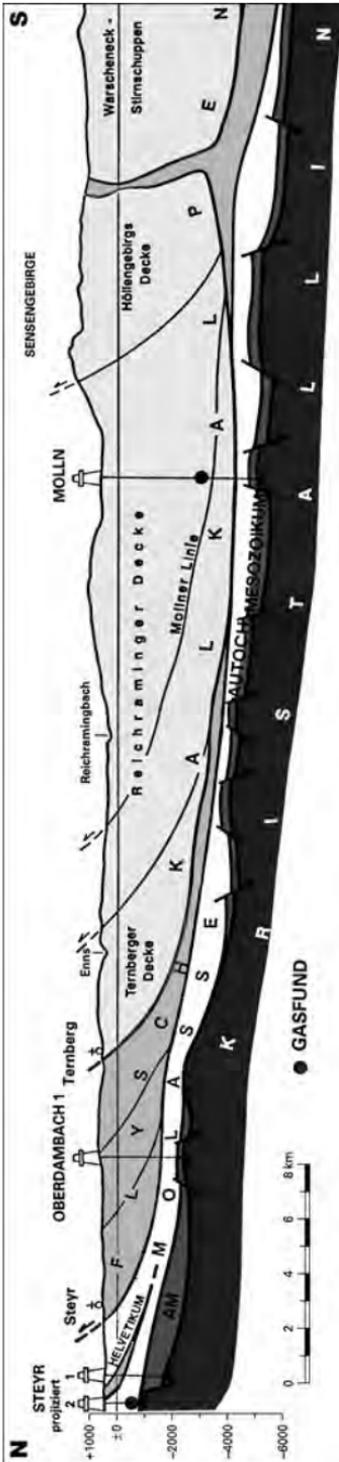


Abb. 42. Meridionales Übersichtsprofil durch den Nordteil der Ostalpen auf den Blättern Steyr und Großraming (Lage der Profilinie s. Abb. 41) (nach WESSELY, 1991).

Alpines Stockwerk

Kürnberg 1 und Oberdambach 1 durchbohrten an die 2 km mächtigen Flysch, während die Bohrung Molln 1 überhaupt keinen Flysch antraf. Verschliffenes Helvetikum liegt in Oberdambach 1 und Kürnberg 1 vor, in Molln scheint sich mit Fragmenten von Klippenjura und Diabasen auch eine südlichere Klippenzone anzudeuten.

Die Kalkalpen wurden in der Bohrung Molln 1 durchbohrt, Unterlaussa 1 verblieb im Kalkalpin.

Die Schichtfolge in Molln 1 gehört der Reichraminger Decke an. Es wurden verschuppt Hauptdolomit, Lunz-Formation, Wettersteinkalk und -dolomit sowie Gutensteiner/Steinalmkalk durchbohrt.

In Unterlaussa 1 konnte, wie vorhergesehen, der westvergente Bau der Weyerer Querstruktur nachgewiesen werden (Abb. 44): über Karnium mit Anhydrit führender Opponitz-Formation der Reichraminger Decke liegt transgressiv Gosau des Turoniums bis Santoniums, darüber Turbiditabfolgen des Campanium/Maastrichtiums. Ein Schubspan von Frankenfelder Decke enthält Hauptdolomit und Jura, darüber ist Lunzer Decke geschoben mit einer Abfolge von Reichenhall/Gutenstein-Formation, Reiflinger/Partnachkalk, Wettersteinkalk und -dolomit, Lunz- und Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Rhät, Jura und Neokom im obersten Teil verschuppt.

7.3. Öl- und Gasnachweise

Durch die Bohrung Molln 1 wurde erstmals im Kalkalpenkörper der Nordalpen außerhalb des Wiener Beckens Erdgas in erheblicher, im Falle günstigerer Infrastruktur vermutlich auch ökonomischer Menge getestet. Die Gaszone liegt in 3235 m bis mindestens 3520 m Tiefe in steilstehendem, grobklüftigem Mitteltriaskalk (Anisium vom Plattformtyp) und wird überlagert von mächtigen Lunz-Forma-

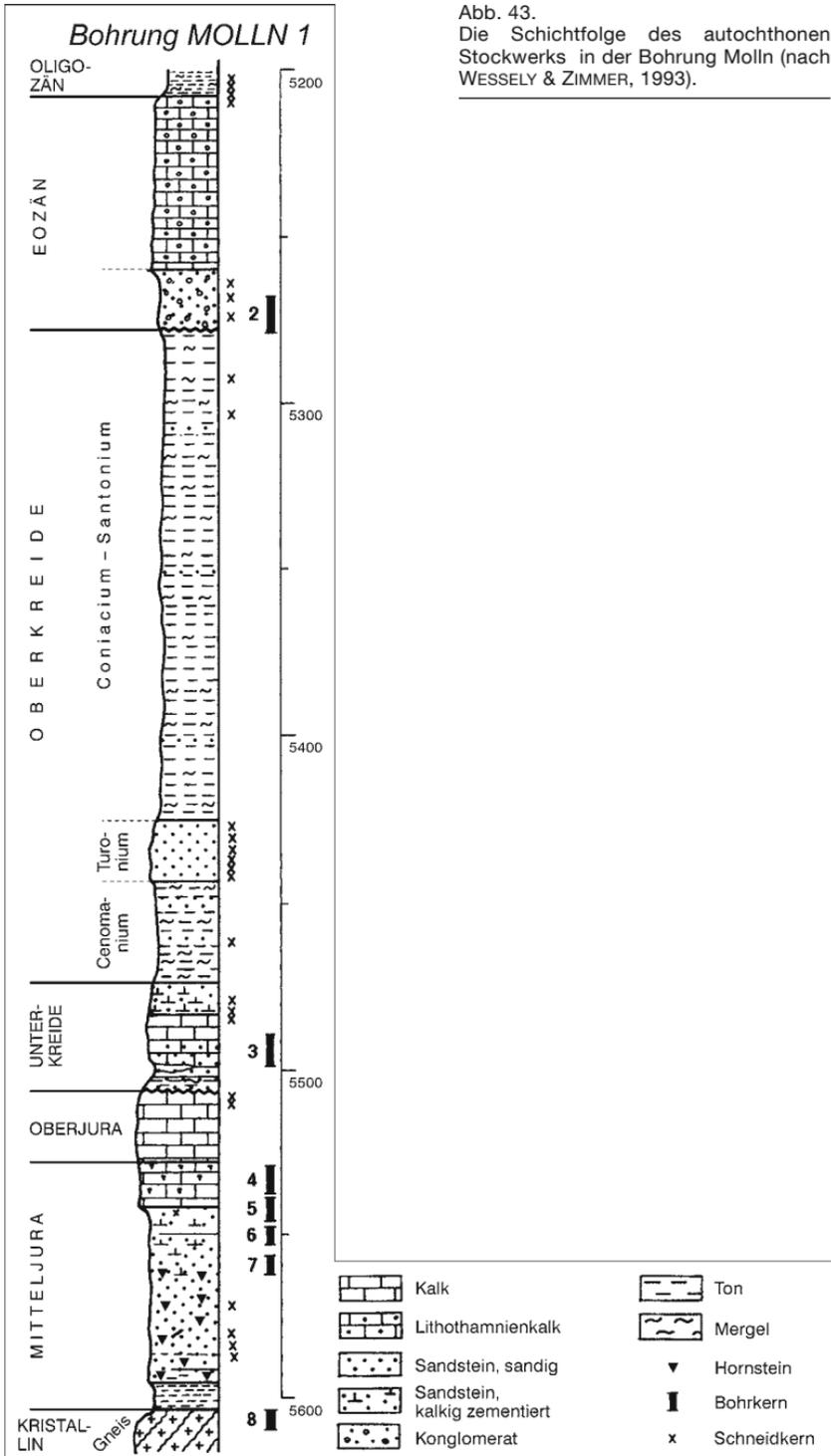


Abb. 43.
Die Schichtfolge des autochthonen Stockwerks in der Bohrung Molln (nach WESSELY & ZIMMER, 1993).

tion. Casingtests aus den 2 ausgewählten Perforationsstrecken 3298,8 m–3316 m und 3458,5–3469 m erbrachten Gasraten um die 80.000 bis 100.000 Nm³/Tag bei Normaldrücken bei leichtem Druckabfall. Es handelt sich um Methan mit geringem Gehalt an CO₂ (0,12 %) und H₂S (0,11 %). Insgesamt wurden 621.150 Nm³ Gas und 133,4 m³ Ligroin gefördert (WESSELY, 1991 und 1993b). Als Muttergestein ist die Lunz-Formation in Erwägung zu ziehen.

Ölanzeichen in bemerkenswertem Ausmaß wurden in den Oligozän-tonen über dem Kristallin in Kürnberg 1 festgestellt. Dies mag als Hinweis gelten, dass bei entsprechendem Speichergestein und Fallenbedingungen dieser Raum auch weiterhin als erdölprospektiv anzusehen ist.

Die Testinformationen mit Salzwasserzuflüssen aus verschiedenen Strecken des Subalpin und Kalkalpin in den angeführten Bohrungen fügen sich in die Erfahrung, dass im Subalpin die klastischen Speichergesteine mit der Tiefe Porosität verlieren und dass es die Herausforderung sein wird, im Kalkalpin mit seinem günstigen Kluftporenraum die geeigneten Fallenbedingungen zu erkunden. Im Fall Unterlaussa 1 wurden als Caprock beispielsweise dichte Gesteine der Gosau über einer Hochlage der Reichraminger Decke angetroffen, die allerdings an ihrem Top dicht war. Eine derartige Struktursituation enthält ja im Wiener Becken das größte Untergrundgasfeld Schönkirchen Übertief.

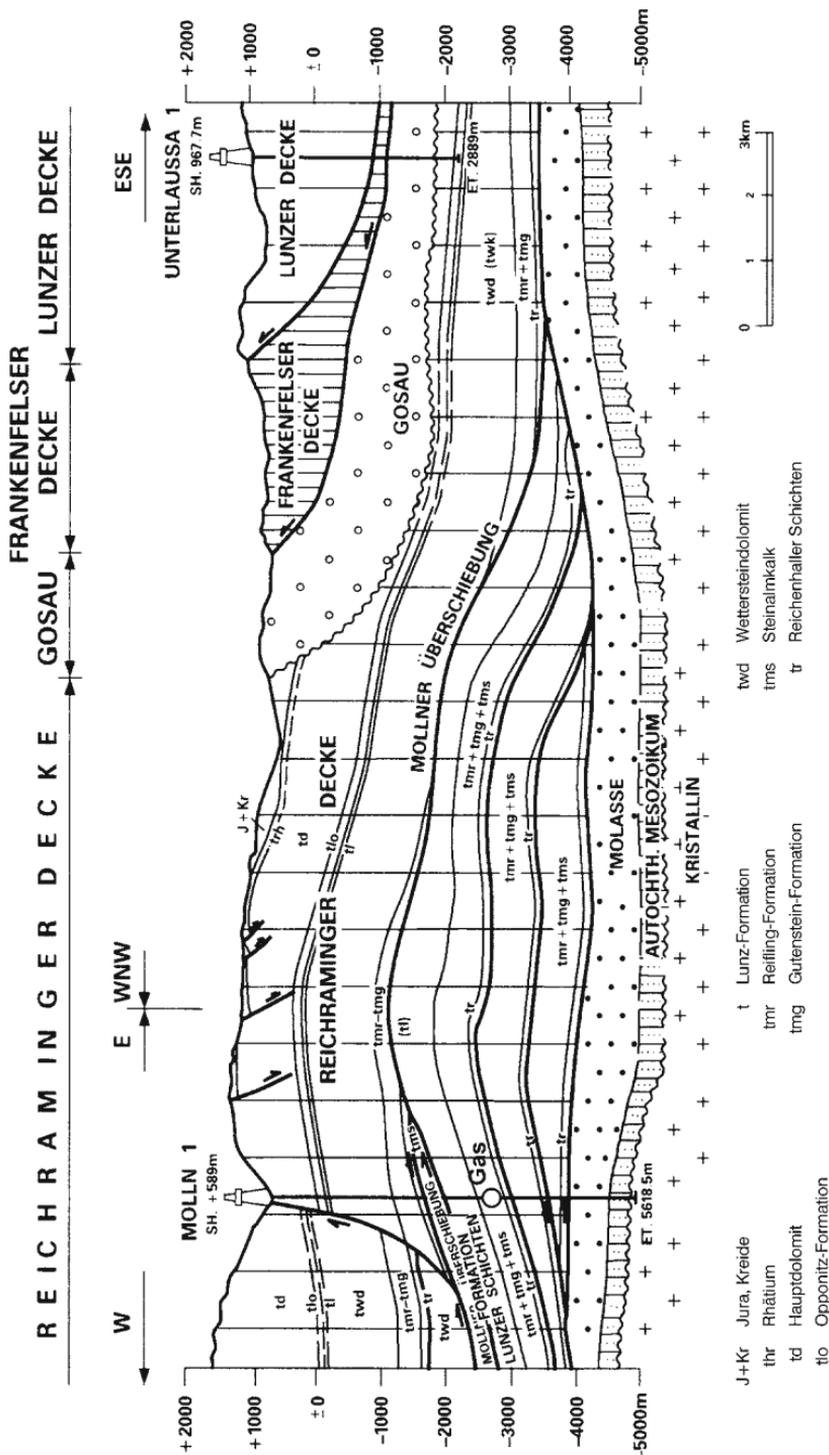
8. Hydrogeologie

(SCHUBERT, G.)

8.1. Bemerkungen zur Datenlage

Das Kartenblatt 69 Großraming befindet sich in einer Gegend, die schon seit Langem für die Wasserkraftplanung von besonderem Interesse war und in der daher bereits seit Jahrzehnten auch hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt wurden. BEURLE (1951) berichtet beispielsweise, dass bereits in den zwanziger Jahren der Plan bestand, in der Innerbreitenau (diese liegt am westlichen Kartenrand, rechtsufrig der Krumpfen Steyrling) einen Speicher zu errichten. WEIGL (1952) gibt einen Überblick zu zahlreichen Wasserkraftprojekten an der Enns, die zum Teil auch das gegenständliche Kartenblatt betreffen. Neben dem Speicher in der Innerbreitenau war zu dieser Zeit auch eine Sperre im Tal des Großen Bachs im Reichraminger Hintergebirge sowie Wasserzuführungen (vorwiegend in Stollen) aus der Enns bei Selztal und aus dem Gesäuse in Planung. BAUMGARTNER et al. (1991) enthält ein umfangreiches Literaturverzeichnis betreffend das Einzugsgebiet der Krumpfen Steyrling, wobei Untersuchungen bezüglich des in den 60er und 70er Jahren geplanten Pumpspeicherkraftwerks Molln aus dem Archiv der Ennskraftwerke AG einen Schwerpunkt bilden. Zur Zeit betreibt die Ennskraftwerke AG in Rosenau, Ternberg, Losenstein und Großraming Wasserkraftanlagen an der Enns (Postzahl 415/1254, 415/1321, 415/1569, 415/1449).

In jüngerer Zeit wurden auf dem Kartenblatt auch mehrere Forschungsarbeiten durchgeführt, die den Umweltschutz bzw. die Sicherung von Wasserreserven zum Ziel hatten. HASEKE (1991a, 1991b und 1995a) nahm im Sengengebirge und im Reichraminger Hintergebirge Quellen und die Geomorphologie auf. Darauf aufbauend führte HASEKE (1995b, 1997, 2000 und 2004) mehrere Markierungsversuche durch, die auch das Kartenblatt betreffen. BENISCHKE & ZOJER (1995) enthält eine detailliert dokumentierte Quellaufnahme zum Einzugsgebiet der Krumpfen Steyrling nördlich der Linie Rotgsol – Nesselkogel – Rotwagmauer. PFLEIDERER



J+Kr Jura, Kreide
 thr Rhätium
 td Hauptdolomit
 tlo Opponitz-Formation

t Lunz-Formation
 tmr Reifling-Formation
 tmg Gutenstein-Formation

twd Wettersteindolomit
 tms Steinalmkalk
 tr Reichenhaller Schichten

et al. (1997 und 1998) führten im oberösterreichischen Anteil an den Nördlichen Kalkalpen östlich der Enns eine Quellaufnahme sowie hydrochemische und isopenhydrologische Untersuchungen durch.

Die im Literaturverzeichnis zitierten unveröffentlichten Berichte sind – mit Ausnahme der Unterlagen zu den siedlungswasserwirtschaftlichen Erhebungen der 80er Jahre – im Archiv der Geologischen Bundesanstalt einsehbar. Letztere stammen aus dem Archiv des Wasserwirtschaftskatasters des Lebensministeriums. Jene Informationen, die mit einer Wasserbuch-Postzahl versehen sind, stammen aus dem Fachinformationssystem Wasser & Geologie des Amtes der Oberösterreichischen Landesregierung (<http://doris.ooe.gv.at/fachinfo/wasser/>), wobei die Abfrage am 25. und 26. Jänner 2011 durchgeführt wurde.

8.2. Unterirdische Abflussverhältnisse

Der Großteil des ÖK-Blattes 69 Großraming wird von Decken der Nördlichen Kalkalpen eingenommen, wobei das Bajuvarikum mit seiner mächtigen Hauptdolomitplattform das dominierende Element darstellt. Für den Hauptdolomit ist im Allgemeinen ein oberflächennaher Abfluss typisch. In seinem Verbreitungsgebiet treten in der Regel zahlreiche kleine Quellen auf, die in Gräben aus der Schuttbedeckung oder oberflächennahen Klüften zusammensickern (HASEKE, 1091b: 63; BERKA et al., 2009: 25). Mitunter weist der Hauptdolomit jedoch eine gewisse Verkarstung auf. Ein Beispiel dafür ist die Dolinengasse östlich des Langmooses (850 m nordöstlich des Ochsenkogels; HASEKE, 1991b: 77 und 1995a, TB 5430-100 Ebenforstalm).

Im Hauptdolomit des Bajuvarikums sind W-E-streichende, im E des Kartenblattes, im Bereich der Weyerer Bögen, auch etwa N-S-streichende Mulden mit abwechslungsreichem kalkalpinem Gesteinsbestand (u.a. Plattenkalk, Allgäu-Formation, bunte Jurakalke, Oberjurakalke und klastische Unterkreide) und Antiformen mit anisichen bis karnischen Sedimentgesteinen (vor allem Reifling-Formation, Wettersteinkalk, Lunz-Formation und Opponitz-Formation) eingeschaltet. Die Kalke dieser Syn- und Antiklinalen können stark verkarstet sein, wie beispielsweise das Maulaufloch westlich der Rotwagmauer (Höhle mit Karstquelle) und die westlich des Rotgsols und nördlich des Alpsteins gelegenen Schwinden belegen (Taf. 3). Im Gegensatz dazu ist im Verbreitungsgebiet der wasserhemmenden klastischen Sedimentgesteine der Syn- und Antiklinalen ein sehr oberflächennaher Abfluss zu erwarten.

Den größten zusammenhängenden Karstwasserleiter auf Blatt 69 Großraming stellt die etwa Ost-West-gerichtete Wettersteinkalkantiklinale des Sengsengebirges und Größtenberges dar, die bereits dem Tirolischen Deckensystem angehört. HASEKE (1991a: 7-8) berichtet, dass das Sengsengebirge zur Gänze intensiv verkarstet ist und in seinen Hochlagen eine extreme Wasserlosigkeit auftritt.

Auf Blatt 69 Großraming wird dieser Karstwasserleiter von drei Bächen durchschnitten: der Krummen Steyrling, dem Sitzenbach und dem Haselbach. Auffällig ist, dass die höher gelegene Krumme Steyrling und der Sitzenbach im Bereich der

◀Abb. 44.

Profilschnitt von der Bohrung Molln 1 zur Bohrung Unterlaussa (Lage der Profillinie s. Abb. 41) (nach WESSELY & ZIMMER, 1993).

Wettersteinkalkantiklinale Wasser verlieren, während im tief eingeschnittenen Tal des Haselbaches, im Umfeld des tiefst gelegenen Aufschlusspunktes des Wettersteinkalks, die ergiebige Quellgruppe der Haselquellen austritt (Taf. 3). Die Krumme Steyrling weist laut HASEKE (1991b: 29) im klammartigen Durchbruch keine Wasserzutritte auf und versickert noch innerhalb der Wettersteinkalkantiklinale im Alluvium der Krahlalmweitung (HASEKE, 1995a, TB 5330-103 Rumpfmayrreut). Ob Sickerwasser der Krummen Steyrling auch in den darunterliegenden Wettersteinkalk gelangt, kann nur vermutet werden. Der Sitzenbach hingegen alimentiert nach den Angaben von HASEKE (1991b: 31) den verkarsteten Wetterstein definitiv. Er versickert in diesem auf Höhe der Hetzgräben (Taf. 3).

Die knapp außerhalb des Kartenblattes situierte Rettenbachquelle im Westen und die Haselquellen im Osten bilden offensichtlich die Vorflut für die in den Wettersteinkalk versickernden Wässer – auch jene des Sitzenbaches und gegebenenfalls jene der Krummen Steyrling (Taf. 3). Die Rettenbachquelle stellt mit einer mittleren Schüttung von 1109 l/s und einer maximalen Schüttung von 37720 l/s im Beobachtungszeitraum 1991 bis 2007 (BMLFUW, 2009, Q51) die ergiebigste Vorflut des Ostabschnitts der Wettersteinkalkantiklinale dar.

HASEKE (1991a: 77, 94) nimmt eine Karstwasserscheide innerhalb der stark verkarsteten Wettersteinkalkantiklinale des Sengsengebirges an. Er vermutet, dass „größere Teile der Hochlagen und der nordschauenden Kare“ auf dem gegenständlichen Kartenblatt größere Quellen am Blöttenbach und die am Ausgang des Klausgrabens gelegene Steyernquelle nähren. Aufgrund des Umstandes, dass der Wettersteinkalk – im Unterschied zum nördlich anliegenden Hauptdolomit – stark zur Verkarstung neigt und nur im Süden des Sengsengebirges entsprechend große Karstquellen auftreten (Rettenbachquelle und Teufelskirche I; BMLFUW, 2009, Q51 und Q52), ist ein stärkerer Karstwasserdurchbruch nach Norden aber unwahrscheinlich.

Die größten Karstquellen des Kartenblattes sind die genannten Haselquellen, die Steyernquelle und die Predigtstuhlquelle. Die Quellgruppe der Haselquellen gliedert sich nach HASEKE (1991b: 33) in drei Abschnitte: Der oberste und stärkste Austritt „bricht breitflächig aus liegenden Fugen hervor, die mit der ‚Haselhöhe‘ (Goldloch) bis auf begehbare Ausmaße geweitet sind“. Bei Niederwasser beträgt hier die Schüttung 50–60 l/s. Die beiden tiefer liegenden Quellstränge haben zusammen eine Schüttung von etwa 20 l/s. Die Steyernquelle liegt südlich der Mündung des Klausgrabens in die Krumme Steyrling. Bei ihr ist die Messstelle 39579 des Hydrographischen Dienstes eingerichtet. In BMLFUW (2009, Q54) wird für den Beobachtungszeitraum 1998 bis 2007 eine minimale Schüttung von 0 l/s, eine mittlere Schüttung von 251 l/s und eine maximale Schüttung von 29420 l/s angegeben. Die Predigtstuhlquelle – sie hat mehrere Teilaustritte – hat bei Niederwasser eine Gesamtschüttung von gut 150 l/s. Bei Hochwasser wird zusätzlich zu den beiden Hauptaustritten (Klüfte im Plattenkalk) u.a. auch eine begehbare Siphonhöhle aktiv. Der Gesamtabfluss kann dann 1000 l/s übersteigen (HASEKE, 2004: 79–81).

HASEKE (1995b, 1997, 2000 und 2004) führte mehrere das Kartenblatt 69 Großraming betreffende Markierungsversuche durch. Eine Auswahl der Ergebnisse ist in Taf. 3 sowie in Tab. 4 wiedergegeben. Auffällig sind hier vor allem die Nachweise in der Steyernquelle und den Predigtstuhlquellen. Zwischen den Einspeisungsstellen und den beiden Quellen tritt mächtiger Hauptdolomit auf, der im Gegensatz zu den diversen Kalken kaum zur Verkarstung neigt –, und trotzdem waren hier rasche Tracerdurchgänge zu verzeichnen.

| Markierungsversuch | Nr. in Abb. 1 | Einspeisungsort | Traceraustritt | Distanz | Erstnachweis | Maximale Abstandsgeschwindigkeit |
|-----------------------------|---------------|---|--|---------|--------------|----------------------------------|
| Mieseck 1995 | 1 | Testfläche II (1135 m ü. A.) | Predigtstuhlquelle Nord (MIE21; 445 m ü. A.) | 3875 m | 240 h | 16,1 m/h* |
| Sengsengeb. 1997 | 2 | Merkensteinbründl (1615 m ü. A.) | Rettenbachquelle (HRQ4; 618 m ü. A.) | 2300 m | 209 | 11,0 m/h |
| Zöbelboden 1999-2000 | 3 | Doline (880 m ü. A.) | Quelle Nr. 1613 (585 m ü. A.) | 510 m | 20 h | 25,5 m/h |
| Zöbelboden 1999-2000 | 4 | Intensivplot 1 (890 m ü. A.) | Quelle Nr. 594 (510 m ü. A.) | 1140 m | 16 h | 71,3 m/h |
| Zöbelboden 1999-2000 | 5 | Intensivplot 1 (890 m ü. A.) | Quelle Nr. 524 (470 m ü. A.) | 995 m | 22 h | 45,2 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 6 | Feichtaualm West (1350 m ü. A.) | Steyernquelle (545 m ü. A.) | 3675 m | 113 h | 31,7 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 7 | Feichtaualm West (1350 m ü. A.) | Nicklbachquelle (915 m) | 1890 m | 161 h | 11,4 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 8 | Feichtaualm West (1350 m ü. A.) | Hilgerbach Quelle (620 m ü. A.) | 3535 m | 116 h | 29,8 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 9 | Feichtaualm West (1350 m ü. A.) | Sulzgraben Quelle (965 m) | 3525 m | 138 h | 25,4 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 10 | Feichtau Ost-Jaidhaustal (1355 m ü. A.) | Steyernquelle (545 m ü. A.) | 2860 m | 120 h | 22,8 m/h |
| Nationalpark Kalkalpen 2004 | 11 | Ebenforstalm (1040 m ü. A.) | Predigtstuhl Quellen (445 m ü. A.) | 3895 m | 290 h | 13,3 m/h |

Tab. 4.

Ausgewählte Ergebnisse der Markierungsversuche HASEKE (1995b, 1997, 2000 und 2004); es sei darauf hingewiesen, dass bei Markierungsversuchen im Karst Abstandsgeschwindigkeiten stark von der gegebenen Niederschlagsituation abhängig sind.

* Die maximale Abstandsgeschwindigkeit zwischen Testfläche II und Predigtstuhlquelle Nord wurde nachträglich ermittelt.

Im Norden des Kartenblattes 69 Großraming bildet die Rhenodanubische Flyschzone einen 4 km bis 8 km breiten Streifen. In diesem sind lokal kleinere Vorkommen von Ultrahelvetikum eingeschuppt, nur im Raum nördlich Großraming tritt ein ausgedehnteres Vorkommen von Ultrahelvetikum unter dem Flysch hervor. Da im Verbreitungsgebiet dieser tektonischen Einheiten vorwiegend klassische Sedimente auftreten, ist hier ein überwiegend oberflächennaher Abfluss zu erwarten.

8.3. Wasserversorgung

Die Siedlungswasserwirtschaftlichen Erhebungen der 70er und 80er Jahre (Büro LOHBERGER, 1981 und Büro KERNSTOCK, 1981) zeigen auf, dass auf dem Kartenblatt 69 Großraming größere zentrale Wasserversorgungen nur entlang des Ennstals vorhanden sind. Diese beziehen ihr Wasser vorwiegend aus Brunnen in den Terrassen und Alluvionen entlang der Enns. Wasserversorger mit größeren Entnahmemengen sind der Wasserverband Gruppenwasserversorgung Mittleres Ennstal (Postzahl 415/370, Brunnen Meißenedt mit 10 l/s und Brunnen Kleintessen mit 4 l/s maximale Entnahmemenge; Letzterer liegt 0,6 km NNW der Bahnhofstetelle Trattenbach), die Marktgemeinde Ternberg (Postzahl 415/1527, Sparrbrunnen, 350 m³/d maximale Entnahmemenge), die Gemeinde Reichraming (Postzahl 415/1513, Brunnen Schneeberg, 2,5 km SW Reichraming, Brunnen Schallau, 0,8 km SW Reichraming und Zentrum-Quellen in Reichraming; für die beiden Brunnen beträgt die gemeinsame maximale Entnahmemenge 8,05 l/s, für die Brunnen und Quellen zusammen 11 l/s), die Gemeinde Losenstein (Postzahl 415/486, Bichelbauer Quelle, 1,5 km SW Losenstein, maximale Entnahmemenge 6 l/s) und die Gemeinde Großraming (Postzahl 415/2332, Brunnen bzw. Quellen im Restental mit einer maximalen Entnahmemenge von 7 l/s und im Pechgraben mit einer Entnahmemenge von 73 m³/d). Die wohl größte Grundwasserentnahme des Kartenblattes ist jene der Firma Eisvogel Hubert Bernegger GmbH (Postzahl 409/3076). Aus den auf dem Talboden der Krummen Steyrling, 0,5 km WNW des Forsthauses Jaidhaus gelegenen drei Brunnen dürfen bis zu 35 l/s, 65 l/s bzw. 8,2 l/s Grundwasser gefördert werden.

9. Höhlen

(PAVUZA, R.)

Das Kartenblatt 69 wird in höhlenkundlicher Hinsicht vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich (Katasterführung) zusammen mit dem Höhlenverein Sierning sowie vom Verein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich (nordöstlicher Kartenteil) betreut.

Mit Stand Juni 2010 waren auf dem Blattbereich knapp über 100 Höhlen bekannt, fast die Hälfte davon liegt im SW-Teil des Kartenblattes im Bereich des Nationalparks „Kalkalpen“. Die Höhlen liegen administrativ in 9 verschiedenen Katastergruppen des österreichischen Höhlenverzeichnisses. In 4 weiteren auf dem Kartenblatt vertretenen Katastergruppen sind bis dato noch keine Höhlen bekannt geworden.

Die Höhlen finden sich im voralpinen Bereich, beginnend von der Flyschzone bis über den bewaldeten Grünkars der Kalkvoralpen bis in den hochalpinen Bereich des östlichen Sengsengebirges.

Eine Liste (Tab. 5) der zehn längsten Höhlen des Kartenblattes (Stand Juni 2010) gibt einen guten Überblick über das derzeitige höhlenkundliche Potential.

Die mit Abstand bedeutendste und längste Höhle des Kartenblattes ist die im östlichen Sengsengebirge liegende Klarahöhle (Kat.Nr. 1651/xx), deren genaue Lage aufgrund des Naturschutzbescheides der Landesregierung nicht bekannt gegeben werden darf. Dies hat auch zur Folge, dass diese derzeit an 13. Stelle der längsten und tiefsten Höhlen Österreichs liegende, großräumige Höhle zur Zeit noch keine Katasternummer innerhalb der Gebirgsgruppe 1651 (Sengsengebirge) führt. Sie ist unter anderem gekennzeichnet durch großräumige Gänge und riesige, zum Teil auch außergewöhnliche Tropsteinbildungen und Sedimente.

| | Kat.Nr. | Vermessungs- länge | Vertikal- erstreckung |
|------------------------------------|---------|-----------------------|--------------------------|
| Klarahöhle | 1651/xx | 26017 | 302 |
| Krestenbergschacht | 1653/1 | 1789 | 412 |
| Kohlenrutsche | 1651/39 | 1438 | k.A. |
| Preissner Höllucke | 1656/3 | 805 | 139 |
| Bullencanyon | 1651/40 | 400 | k.A. |
| Kraterschacht | 1651/24 | 373 | 235 |
| Maulaufloch | 1665/9 | 361 | k.A. |
| Schichtfugenhöhle in den Arzmauern | 1655/7 | 255 | 91 |
| Tropfsteinhöhle in den Arzmauern | 1655/6 | 217 | 18 |
| Imposiaschacht | 1651/36 | 156 | 101 |

Tab. 5.

Die 10 längsten Höhlen auf Kartenblatt 69 Großraming.

In derselben höhlenreichen Katastergruppe liegt mit dem Kraterschacht (Kat.Nr. 1651/24) auch eine bedeutende Eishöhle, deren mächtige Höhleneisvorkommen Gegenstand derzeit laufender wissenschaftlicher Untersuchungen sind.

Östlich des Sengsengebirges, in der Gruppe 1653 (Krestenberg) liegt der über 400 m tiefe, teilweise wasserführende Krestenbergschacht (Kat.Nr. 1653/1), die nach den vorliegenden Angaben derzeit tiefste und zweitlängste Höhle des Kartenblattes. In der Rabenmauerhöhle (Kat.Nr. 1653/8) ist eine jungpleistozäne Höhlenbärenfundstelle wissenschaftlich bearbeitet worden (DÖPPES & RABEDER, 1997).

Ganz im Süden hat das Kartenblatt einen kleinen Anteil an der Gruppe 1652 (Langfirst-Kampermauer). Hier liegt die Haselquellhöhle (= Goldloch), eine kleine Wasserhöhle. Der kleine Anteil des Kartenblattes am Katastergebiet 1654 (Bodenwies-Kühberg) im Südosten weist keine Höhlen auf.

Im flächenmäßig größten Gebiet 1655 (Almkogel-Ennsberg) sind die geschützten und versperrten, sehr tropfsteinreichen Objekte in den Arzmauern (Tropfsteinhöhle, Kat.Nr. 1655/6 sowie Schichtfugenhöhle, Kat.Nr. 1655/7) zu nennen.

Westlich davon, im Gebiet 1656 (Fahrenberg) liegt die Preissner Höllucke (Kat. Nr. 1656/3), eine 800 m lange, wasserführende Höhle, noch etwas weiter im Westen ist im Gebiet 1665 (Schreindlmauer – Schneeberg – Hoher Dirn) vor allem das Nixloch (Kat.Nr. 1665/1), eine jungpleistozäne Bärenhöhle zu erwähnen, die auch ältere, fossilfreie Sedimente vermutlich weit höheren Alters enthält (DÖPPES & RABEDER, 1997). Interessant sind auch die ehemaligen Bergbaue im Wendbach (Kat.Nr. 1665/2), die natürliche Hohlräume angeschnitten haben. Das Maulaufloch, wenige Meter über der Krummen Steyrling rund 1 km südlich der ehemaligen Bohrung „Molln 1“ der OMV ist eine bei Niederwasser auf mehrere hundert Meter befahrbare Wasserhöhle, die nach Niederschlägen jedoch bis zu 500 l/s schütten kann. Der hier besonders gut sichtbare Unterschied zwischen Trockenzeiten und Niederschlagsperioden ist ein Hinweis auf eine Wasserführung in großräumigen Höhlenräumen auch hinter den befahrbaren Gangstrecken.

Im Gebiet 1664 (Ramsauer Größtenberg-Rotgsohl) dominieren eher kleinere Höhlen, darunter die Steyrnquelle (Kat.Nr. 1664/16), eine weitere eindrucksvolle Höhlenquelle im Klausgraben.

Im Norden des Kartenblattes finden sich in den Gruppen 1668 (Schoberstein), 1672 (Flyschngebiet zwischen Enns und Krems) und 1872 (Gebiet zwischen Ramingbach und Ybbs), soweit sie das Kartenblatt betreffen, derzeit keine Höhlen, auf dem kleinen Anteil von 1829 (Spindeleben-Stubau) nur eine kleine Schachthöhle.

Hingegen sind aus der Gruppe 1871 (Gebiet zwischen Enns und Ramingbach) 24 Höhlen bekannt geworden, wobei die größten, die drei Kohlergrabenhöhlen (Kat.Nr. 1871/5 bis 7) in Flyschgesteinen liegen, wo Höhlen außerordentlich selten sind.

In Österreich sind derzeit nur knapp über 20 Höhlen in der Flyschzone bekannt. Die „Mittlere Kohlergrabenhöhle“ misst immerhin 72 m Ganglänge. Die längste Höhle im Flysch in Österreich ist allerdings das Damberg-Windloch (Kat.Nr. 1871/1), das jedoch rund 100 m nördlich des Blattrandes bereits auf dem Kartenblatt 51 Steyr liegt und 92 m lang sowie 37 m tief ist.

10. Geologische Naturdenkmale

(HOFMANN, Th.)

Auf der geologischen Karte sind die Naturdenkmale mit den Nummern 1 bis 8 versehen, sie finden sich in der Legende mit der Bezeichnung „Geologisches Naturdenkmal“. Diese stehen laut oberösterreichischem Naturschutzgesetz per Bescheid unter gesetzlichem Schutz. Der Nachweis der Naturdenkmale erfolgt im s.g. „Naturdenkmalbuch“ mit einer fortlaufenden Nummer; konkret sind die Nummern OÖ-100, OÖ-283, OÖ-289, OÖ-333, OÖ-334, OÖ-335, OÖ-337 und OÖ-413 zu nennen. Das Naturdenkmalbuch ist sowohl bei der zuständigen Bezirkshauptmannschaft als auch beim Amt der OÖ. Landesregierung (Abteilung: Naturschutz) in Linz einsehbar. Eine bundesweite Darstellung geologischer Naturdenkmale erfolgte durch HOFMANN (2000).

Das bekannteste und auch bedeutendste Naturdenkmal des Kartenblattes ist das „Leopold-BUCH-Denkmal“ (Abb. 10 und 11) in der Gemeinde von Großraming (OÖ-100; Bescheid: 17. November 1977). Seit dem 19. Jahrhundert sind diese Granitblöcke bei nationalen und internationalen Tagungen Ziel von Exkursionen. Die Lage der Blöcke verbunden mit der Frage der Herkunft war über lange Zeit Grund für unterschiedliche geologische Meinungen (WIDDER, 1986). Die größte der Granitklippen trägt die Inschrift: *„Dem Andenken an Leopold von Buch geweiht, nach dem Beschluß am 20. September 1856 in der XXIII. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien unter Mitwirkung zahlreicher Freunde der Naturwissenschaften in Deutschland, Italien, Belgien, Frankreich, England, ...“*. Die Idee von dieser Gedenkstätte stammt vom Linzer Kustos am Landesmuseum F. Carl EHRlich (1808–1886), dem die Fremdartigkeit der Blöcke in dieser Umgebung aufgefallen war, so beantragte er in der Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte am 20. September 1856 diese Felsgruppe aus Subventionsgeldern zu kaufen und mit einer Inschrift den bekannten Mineralogen und Geologen Leopold von BUCH (1774–1853) zu würdigen. Diesem Antrag wurde einstimmig stattgegeben, damit konnte diese Granitblockgruppe vor der Zerstörung gerettet werden. Dieses Naturdenkmal (Nr. 8) hat in der geologischen Karte eine eigene Signatur [26]. Das rote Dreieck symbolisiert „Großkomponenten (z.B. Granit des L.-v.-BUCH-Denkmal) innerhalb der paläogenen Buntmergelserie“. Eine umfang-

reiche Darstellung mit historischem Hintergrund dazu gibt WIDDER (1986); siehe dazu auch REITER (2006) bzw. HOFMANN (1999). Absolute Altersdatierungen (Rb-Sr) dieses Granits, wie auch des Tonalits von Schaiten (Naturdenkmal in Niederösterreich), liegen von THÖNI (1991) vor.

Insgesamt fünf weitere Naturdenkmale befinden sich an der Überschiebungstirn der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum) auf die Rhenodanubische Flyschzone. Es handelt sich hier um morphologisch auffällige Höhenrücken (s.g. Mauern) der Opponitz-Formation mit der Signatur [86], die insbesondere „im Norden vorwiegend aus karnischen Rauhwacken“ bestehen.

Die Gemeinde Garsten besitzt mit den „Rebensteinermauern“ (OÖ-283; Bescheid: 12. Dezember 1984) ein Naturdenkmal. Dieser morphologisch auffallende (ca. 1 km lang, bis zu 60 m hoch und bis zu 50 m breit) Höhenzug liegt im Gebiet des Mühlgrabens, ca. 2 km nordwestlich von Laussa (Nr. 2, BMN-Koordinaten: RW: 531400, HW: 314300).

Im Gemeindegebiet von Laussa sind vier weitere Naturdenkmale. Die „Sauzähne in Laussa“ (OÖ-333; Bescheid: 9. Dezember 1985) befinden sich ca. 2 km südöstlich von Laussa (BMN-Koordinaten: RW: 535510, HW: 311770). Sie erreichen Höhen von 30 bis 35 m und werden als Klettergarten und Aussichtspunkt genutzt (Nr. 5). Sie sind mit Föhren und Fichten bewachsen, ebenso finden sich hier Schneerosen (DUNZENDORFER et al., 1980). Die „Thalsteinmauer in Laussa“ (OÖ-334; Bescheid: 9. Dezember 1985) liegt ca. 2 km südlich von Laussa (Nr. 6, BMN-Koordinaten: RW: 533440, HW: 311500). Der „Prücklerstein in Laussa“ (OÖ-335; Bescheid: 6. Dezember 1985) liegt ca. 3 km südöstlich von Laussa (Nr. 4, BMN-Koordinaten: RW: 536180, HW: 312020). Die „Langsteinermauer in Laussa“ (OÖ-337; Bescheid: 10. Jänner 1986) liegt ca. 2 km nordwestlich von Laussa (Nr. 3; BMN-Koordinaten: RW: 532500, HW: 314200). Sie bildet eine Fortsetzung der „Rebensteinermauern“ und ist nur von diesen durch einen ca. 200 m breiten Graben getrennt.

Zwei weitere Naturdenkmale befinden sich im Ennstal. Beim „Fallerbach in Ternberg“ (OÖ-413; Bescheid: 18. September 1990) handelt es sich um einen „Flußabschnitt des Faller- bzw. Sieberlbach[es] mit Wasserfall“ der bei Flusskilometer 44.3. linksufrig in den Stauraum des Kraftwerkes Rosenau mündet (Nr. 1; BMN-Koordinaten: RW: 526450, HW: 315500). Der rund 20 m hohe Wasserfall wird durch konglomerierte Niederterrassenkiese des höheren Niveaus der Würmzeit verursacht; Signatur [13].

Der „Pilsenfelsen in der Gemeinde Ternberg“ (OÖ-289; Bescheid: 21. Jänner 1985) liegt über dem Ufer der Enns neben der Straße ca. 3 km südöstlich von Ternberg (Nr. 7; BMN-Koordinaten: RW: 528020, HW: 310440). Dieser markante Felsen besteht aus „buntem Jurakalk“ (Signatur [70]), seine Unterschutzstellung wird seitens der Behörde wie folgt begründet: „*Der Felsen verleiht der Landschaft ein besonderes Gepräge.*“

Diese Naturdenkmale sind im Sinne von LOOK et al. (1996) als Geotope zu bezeichnen: „*Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien, sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile. Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre, sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.*“

11. Exkursionsvorschläge

(EGGER, H. & WAGREICH, M.)

11.1. Knappenweg Pechgraben – Großbraming

Ausgangspunkt ist das Gasthaus „Steigerwirt“ der Fam. Schraml im Pechgraben, Gemeinde Großbraming (Ausstellungsraum mit Gesteinen der Umgebung gegenüber Gasthof). Die Wanderung dauert bis zu 4 Stunden, Schautafeln informieren über den ehemaligen Kohlenbergbau in der Gresten-Formation und die Arbeits- und Lebensverhältnisse der Bergarbeiter im 19. Jahrhundert (Abb. 45). Entlang des Güterwegs am Hang des Höhenbergs ist eine Schichtfolge der Grestener Klippenzone aufgeschlossen (WIDDER, 1988b), mit Blassenstein-Formation (Mikritkalke bei Straßenkehre im Kohlgraben), Konradsheimer Kalk (Steinbruch und Aufschlüsse an der Straße mit Kalkbreccien), Scheibbsbach-Formation (Kieselkalke mit sandigen Lagen), geringmächtiger Lampelsberg-Formation (grüne Kieseliefer), Waidhofen-Formation (Posidonienschichten: siltige Mergel mit Sandsteinbänken) und Sandsteinen der Gresten-Formation als Rollstücke. Beim Rückweg ist die Besichtigung des Granitblocks des Leopold-von-BUCH-Denkmal ein Höhepunkt dieser geologischen Wanderung. Im Graben N des Denkmals finden sich Aufschlüsse der Buntmergelserie (graue Fleckenmergel der Mittelkreide, rote Mergel des Campanium–Maastrichtiums mit dünnen Turbiditlagen, graue Tonmergel des Paleozäns bis Eozäns).

www: <http://www.kalkalpen.at/>



Abb. 45.
Mundloch des Mittleren Klausrieglstollens am Knappenweg in Pechgraben.

11.2. Rhenodanubische-Gruppe im Ahornleitengraben (Pechgraben, Großbraming)

Im Ahornleitengraben ist ein Profil durch die Röthenbach-Subgruppe („Zementmergelserie“), die Perneck-Formation und den unteren Abschnitt der Altlingbach-Formation, die hier ihr Typprofil hat, mehr oder weniger gut aufgeschlossen. Vom BUCH-Denkmal ausgehend folgt man der Landstraße zunächst nach Norden. Nach etwa 500 m nimmt man die rechte Abzweigung, die hinein in den Ahornleitengraben führt und zunächst ein Stück dem Knappenweg (s.o.) folgt. Etwa 2,5 km vom BUCH-Denkmal entfernt befinden sich die ersten Aufschlüsse von nordfallenden dünnbankigen Turbiditen der Piesenkopf-Formation. Darüber folgen die Kalkgraben-Formation (z.B. bei den letzten Häusern, bevor die Forststraße beginnt), die Hällritz-Formation, die Perneck-Formation und schließlich die Altlingbach-Formation. Letztere setzt mit den dickbankigen Sandsteinen der Roßgraben-Subformation ein, die vor allem unterhalb der Einmündung des Roßgrabens gut aufgeschlossen sind. Die Roßgraben-Subformation wird überlagert von kalkmergelreicher Ahornleiten-Subformation, die in etwa 700 m Seehöhe von der von Sandstein dominierten Kotgraben-Subformation überlagert wird. Der Hin- und Rückweg vom BUCH-Denkmal bis zur Basis der Kotgraben-Subformation dauert etwa 2,5 Stunden.

11.3. Gosau-Gruppe und Branderfleck-Formation des Weißwassergebietes

Gut zugänglich ist die Gosauschichtfolge des Weißwassergebietes von Süden her, von Unterlaussa (ÖK 99 Rottenmann). Mit dem PKW kann man von Unterlaussa (sehenswertes Bergbaumuseum im Knappenhaus) über die Mooshöhe bis zu einem Parkplatz vor der Einmündung des Sonnbergbachs fahren (Kote 670). Von dort sind in einer mehrstündigen Wanderung zunächst entlang des Weißwasser-Baches Aufschlüsse in der Brunnbach-Formation (dickbankige Turbiditsandsteine) zu finden, gefolgt von Weißwasser-Formation (graue Mergel in Bachanrissen im Typusgebiet, dem Bereich der Abzweigung Richtung Saigerin, Kote 596 und Jagdhütte Richtung Aschauer Alm). Der aufgelassenen Forststraße Richtung Schneckengraben und Blabergalm folgend gelangt man ins Liegende der Unteren Gosau-Subgruppe. Unter der Weißwasser-Formation sind mehrmals Rudistenkalke im Bereich des Schneckengrabens aufgeschlossen, darunter folgen Fan-Delta-Konglomerate und Sandsteine bis zu den graubraunen Süßwasserkalken und roten Bauxiten im Gebiet S Prefingkogel (RUTTNER & WOLETZ, 1956; FAUPL, 1983). Am Rückweg kann auch die Branderfleck-Formation besucht werden. Ausgehend von der Forststraße zur Jodlbaueralm (809 m) gelangt man in den Leerensackbach. Aufschlüsse finden sich entlang der Forststraße von der Pichlbaueralm bis zum Leerensackriedel (siehe Karte FAUPL & WAGREICH, 1992: Abb. 2).

12. Literatur

- ABEL, O. & TILL, A. (1913): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1 : 75.000, Blatt 4753, Enns und Steyr. – Geol. R.-A, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 237–304, Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont-Hieflau (4953). – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F. (1953): Der Kalkalpenbau im Bereiche des Kremstales und Steyrtales in Oberösterreich. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde (L.-Kober-Festschrift). – 107–130, Holinek, Wien.
- BAUMGARTNER, P., BENISCHKE, R., LAHODYNSKY, R., LOHBERGER, W. & ZOJER, H. (1991): Karstwasservorkommen Sengsengebirge – Krumme Steyrling: Erhebung von Grundlagen – Endbericht. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008j/90, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 08052-R, 45 Bl., Graz – Linz – Traunkirchen.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., **127**, 271–289, Hannover.
- BEHRENS, M. (1973). Schwermineralverteilungen nach Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **116**, 51–83, Wien.
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1995): Karstwasservorkommen Sengsengebirge – Krumme Steyrling: Erhebung von Grundlagen Teil II: Detailuntersuchungen und Messungen. Quellaufnahme, Hydrochemie, Markierungsversuche: Endbericht. – In: BAUMGARTNER et al. (1995): Karstwasservorkommen Sengsengebirge – Krumme Steyrling. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008j/92F, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10620-R.4, 72 Bl., Graz.
- BERKA, R., HASEKE, H. & SCHUBERT, G. (2009): Hydrogeologie des Einzugsgebietes der Muttlingsquellen in Windischgarsten. – Unveröff. Ber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 16565-R, 55 Bl., Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYNS, H.C. (1970): A Jurassic basin: the Glaserbach gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 504–531, Wien.
- BEURLE, G. (1951): Bericht über die Bereisung der Staubecken im oberösterreichischen Ennsgebiet (Salza, Krumme Steyrling). – Unveröff. Ber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14458-R.14, 4 Bl., Linz.
- BEV – Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen & IMG – Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien (2006): Österreichische Schwerekarte. Bouguer-Anomalien berechnet mit der Dichte 2,67 im System GRS80, Schwere bezogen auf Absolutmessungen. Geländereduktion bis 167 km (Zone 02 von Hayford, Georeferenzierung MGI, Bessel Ellipsoid, Höhe über Adria 1875). – Wien
- BLAUMOSER, N.H. (1992): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **84** (1991), 185–203, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rundschau, **65**, 756–767, Stuttgart.
- BMLFUW (2009): Hydrographisches Jahrbuch 2007, Band 115. – Hydrographischer Dienst in Österreich – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.
- BÖHM V. BÖHMERSHEIM, A. (1885): Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **35**, 429–610, Wien.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some Flysch deposits. – 168 S., Elsevier, Amsterdam.
- BRAUNER, K. & GRÖGLER, N. (1957): Über das Vorkommen von Uranmineralien im Bauait von Unterlaussa, Oberösterreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **94**, 139–142, Wien.

- BRAUNSTINGL, R. (1985): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **122**, 111–118, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1986): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 162 S., Salzburg.
- BRAUNSTINGL, R. (1988): Die Flyschzone südwestlich von Steyr (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlegungen zum Ultrahelvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, Wien.
- BÜRO KERNSTOCK (1981): Wasserwirtschaftskataster: Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebungen 1979/1981 Niederösterreich. – Unveröff. Ber., Wien.
- BÜRO LOHBERGER (1981): Wasserwirtschaftskataster: Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebungen 1979/81 Oberösterreich. – Unveröff. Ber., Linz.
- BYERS, C.W. (1977): Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. – Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **25**, 5–17.
- CLAR, E. & HORNINGER, G. (1964): Übersichtsexkursionen Baugeologie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 107–145, Wien.
- COOPER, H.R., KENNEDY, W.J. & KOLLMANN, H.A. (1977): Upper Albian ammonites from the Losenstein Formation of the Losenstein area (Upper Austria). – Beitr. Paläont. Österr., **2**, 71–77, Wien.
- CZJZEK, J. (1852): Bericht über Arbeiten der II. Sektion. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **3/4**, 62–70, Wien.
- DECKER, K. (1987): Faziesanalysen der Oberjura- und Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 248 S., Wien.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – Sediment. Geol., **67**, 85–99, Amsterdam.
- DECKER, K. & RÖGL, F. (1988): Early Cretaceous agglutinated foraminifera from the limestone marl rhythmites of the Gresten klippen belt, Eastern Alps, Austria. – Abh. Geol. B.-A., **41**, 41–59, Wien.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 126–141, Deuticke, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extension“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137/1**, 5–18, Wien.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärforsch., Österr. Akad. Wiss., **10**, 411 S., Wien.
- DRIMMEL, J. & TRAPP, E. (1975): Das Starkbeben am 29. Januar 1967 in Molln, Oberösterreich. – Mitt. Erdbeben-Kommission, N.F., **76**, 1–45, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- DUMFARTH, S. (1992): Zur Geologie der südlichen Weyerer Bögen zwischen Ochsenkogel und Hochzöbel, südlich von Großbraming/Enns (O.Ö.). – Unveröff. Dipl.-Arb. Form- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 95 S., Wien.
- DUNZENDORFER, W., KELLERMAYER, W., KOHL, H., MATSCHEKO, F. & STARKE, P. (1980): Naturkundliche Wanderziele in Oberösterreich. – 312 S., OLV-Buchverl., Linz.
- EGGER, H. (1985): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **122**, 119–124, Wien.

- EGGER, H. (1986): Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 146 S., Salzburg.
- EGGER, H. (1987): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 139–151, Wien.
- EGGER, H. (1988): Zur Geologie der Kalkvoralpen im östlichen Oberösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 245–254, Wien.
- EGGER, H. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 551–552, Wien.
- EGGER, H. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, S. 430, Wien.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altllengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 47–50, Wien.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416, Amsterdam.
- EGGER, H., VAN HUSEN, D., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., HOFMANN, TH., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., RÖGL, F., RUPP., CH., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., STUMMER, G., WAGNER, L., WESSELY, G. & WIMMER-FREY, I. (2009): Erläuterungen zu Blatt 64 Straßwalchen. – 87 S., Geol. B.-A., Wien.
- EHRENDORFER, T. (1988): Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 135–149, Wien.
- EHRlich, C. (1854): Geognostische Wanderungen im Gebiet der nordöstlichen Alpen. – 144 S., Linz.
- EICHER, H. (1979): Erläuterungen zur quartärgeologisch-glazialmorphologischen Kartierung in der inneralpinen Senkungszone von Windischgarsten – Stoder. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 389–428, Wien.
- EUROCODE 8 (2004): Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben, Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. EN 1998-1: 2004. – Europäisches Komitee für Normung, 245 S. Entspricht ÖNORM EN 1998-1 (2005). Anzuwenden gemeinsam mit ÖNORM B 1998-1 (2006).
- FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 1–74, Wien.
- FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 13–38, Wien.
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 219–244, Wien.
- FAUPL, P. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Gosauablagerungen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 473–474, Wien.
- FAUPL, P. & SAUER, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide–Alttertiär). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 65–86, Stuttgart.
- FAUPL, P. & THÖNI, M. (1981): Radiometrische Daten von Kristallinklastika aus der Flyschgosau der Weyerer Bögen. – Jber. Hochschulschwerpunkt S-15, **1980**, 129–138, Graz/Leoben.

- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundsch., **68**, 93–120, Berlin.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreideablagerungen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 552–553, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **135**, 481–491, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 79–94, Wien.
- FRANK, W., SCHUSTER, R. & FAUPL, P. (1998): Permisch metamorphe Kristallingeröle aus der höheren Gosau der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Mitt. Österr. Min. Ges., **143**, 273–275, Wien.
- FREH, W. (1949): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – Beitr. Gesch. Eisenwesens Oberösterreich., **1**, 5–17, Linz.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKEL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps – Internat. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau), **90**, 500–518, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKEL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53**, 36 S., Wien.
- GAUPE, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München.
- GEYER, G. (1904): Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **1904**, 363–390, Wien.
- GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **59**, 29–101, Wien.
- GEYER, G. (1910): Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **1910**, 169–195, Wien.
- GEYER, G. (1911a): Erläuterungen zur Geologischen Karte Weyer. – 60 S., Geol. R.-A., Wien.
- GEYER, G. (1911b): Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer (4853) mit Erläuterungen. – Geol. R.-A., Wien.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – J. Quaternary Science, **25/2**, 96–102.
- GOTTSCHLING, H. (1971): Zur Geologie und Stratigraphie der Losensteiner Kreidemulde im Raum Stiedelsbach – Pechgraben (Ennstal, O.Ö.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 115 S., Wien.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (2004): A Geological Time Scale 2004. – I-XIX + 589 p., Cambridge University Press, Cambridge.
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Phyrnpaß. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, Wien.
- GRUBER, B. (1998): Die Rohstoffe der oberösterreichischen Eisenwurzten. – In: Land der Hämmer – Heimat Eisenwurzten, Katalog OÖ Landesausstellung, 24–35, Residenz-Verlag, Salzburg.

- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., Inst. Meteor. Geophys., Univ. Wien.
- HABERFELNER, E. (1951): Zur Genese der Bauxite in den Alpen und Dinariden. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **96**, 62–69, Wien.
- HAMMERL, C. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – 191 S., Leykam Verlag, Graz.
- HASEKE, H. (1991a): Hydrologie und Karstmorphologie des Sengsengebirges. Jahresbericht 1990. Fachbereich Karstwasserdynamik. – Unveröff. Ber. Ver. Nationalpark Kalkalpen, 159 S., Molln – Salzburg.
- HASEKE, H. (1991b): Nationalpark Kalkalpen. Forschungsprojekt Hydrologie und Karstmorphologie Reichraminger Hintergebirge. – Unveröff. Ber., 143 S., Molln – Salzburg.
- HASEKE, H. (1995a): Atlas der Geomorphologie. M 1 : 20.000. Nationalpark Kalkalpen – 1. Verordnungsabschnitt. – Amt der Oö. Landesregierung, Nationalparkplanung im Verein Nationalpark Kalkalpen, 27 S., Leonstein.
- HASEKE, H. (1995b): Hydrologie und Markierungsversuch zur Pilotstudie Karbonatböden am Mieseck (Hintergebirge) im Nationalpark Kalkalpen. Karstprogramm Teilprojekte Nr. 1603–3.3./95 und 1603–11./95. – Unveröff. Ber., 20S., Molln – Salzburg.
- HASEKE, H. (1997): Karstwasser-Markierungsversuch Sengsengebirge 1997: Rettenbachhöhle – Hoher Nock. – Unveröff. Ber., 54 S., Salzburg.
- HASEKE, H. (2000): Markierungsversuch Zöbelboden. Reichraminger Hintergebirge. In Zusammenarbeit mit dem ECE-Projekt „Integrated Monitoring“ des Umweltbundesamtes und dem Nationalpark Kalkalpen. Endbericht. – Unveröff. Ber., 69 S., Salzburg – Molln.
- HASEKE, H. (2004): Markierungsversuche und Hydrologie Nationalpark Kalkalpen – Unveröff. Ber., 199 S., Salzburg.
- HAUER, F. v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **4**, 715–784, Wien.
- HAUER, F. v. (1858): Über die Eocaengebilde im Erzherzogthum Österreich und in Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., **9**, 103–137, Wien.
- HAUER, F. v. & HÖRNES, M. (1858): Das Buch-Denkmal. – 34 S., Zamarski, Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich: Projekt NC-6p (Vollzug des Lagerstättengesetzes). – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006p, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 09660-R, 33 Bl., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt OC-1c/84, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06710-R, 15 Bl., Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987b): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – Unveröff. Ber. Projekt StC-20a/85, 31 Bl., Wien.
- HOCHSTETTER, F. v. (1870): Bericht über die Excursion der Ingenieurschule etc. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **1870**, 91, Wien.
- HÖCK, V., ŚLĄCZKA, A., GASIŃSKI, A. & BAĞ, M. (2005): Konradsheim Limestone of the Gresten Klippen Zone (Austria): New insight into its stratigraphic and paleogeographic setting. – *Geologica Carpathica*, **56/3**, 237–244, Bratislava.
- HOFMANN, TH. (1999): Geotope in Österreich: Heutige Situation und Chancen für die Zukunft. – In: FELBER, M. [Ed.]: Atti del Simposio Geotopi: Airolo, 25–26 settembre 1998. – *Geologia Insubrica*, **4/1**, 87–90, Airolo.
- HOFMANN, TH. (2000): GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, BMUJF, **12**, 244 S., Anh., Austria-Medien-Service-Verlag, Graz.
- HOLNSTEINER, R. (1990): Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißabach, südlich von Großraming im Ennstal (OÖ). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 158 S., Wien.

- HOMAYOUN, M. (1995): Tonmineralogische Untersuchungen an Schichtgliedern der Rhodanubischen Flyschzone. – Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 172 S., Wien.
- HUBER, S. & HUBER, P. (1977): Mineralfundstellen. – Ein Führer zum Selbstsammeln. Band 8. Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland, 270 S., Weise, München.
- HUSEN, D. VAN (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **18**, 249–286, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1971): Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 511–521, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1975): Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jb. Oberösterreich. Musealver., **120**, 271–289, Linz.
- HUSEN, D. VAN (1981): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 197–230, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN, D. VAN & REITNER, J.M. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **19**, 1–12, Wien.
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. – Zitteliana, **15**, 3–163, München.
- JACOBSSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 1–114, Wien.
- JANDA, Ch. (2000): Geologisch-fazielle Untersuchungen in der Lunzer Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 99 S., Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculations on the genesis of crinoidal limestone in the Tethyan Jurassic. – Geol. Rundschau, **60**, 471–488, Stuttgart.
- KENNEDY, W.J. & KOLLMANN, H.A. (1979): Lower Albian ammonites from the Tannheim Formation near Losenstein, Upper Austria. – Beitr. Paläont. Österr., **6**, 1–25, Wien.
- KENNEDY, W.J., GALE, A.S., BOWN, P.R., CARON, M., DAVEY, R.J., GRÖCKE, D. & WRAY, D.S. (2000): Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnyon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. – Cretaceous Research, **21**, 591–720, Amsterdam.
- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **88**, 345–396, Wien.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. – 283 S., Borntraeger, Berlin.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Schr.-R. Oberösterreich. Musealver. Ges. Landeskunde, **17**, 487 S., Linz.
- KOLLMANN, H.A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 126–137, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1976): Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 1. Teil: Euthyneura und Prosobranchia 1 (Neogastropoda). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **80**, 163–206, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1978): Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 2. Teil: Naticidae, Colombellinidae, Aporrhaidae, Ceritellidae, Epitoniidae (Mesogastropoda). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 173–201, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1979): Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 3. Teil: Cerithiacea (Mesogastropoda). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **82**, 11–51, Wien.

- KOLLMANN, H.A. (1982a): Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 4. Teil: Archaeogastropoda und allgemeine Bemerkungen zur Fauna. – *Ann. Naturhist. Mus.Wien*, **84/A**, 13–56, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1982b): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – In: PLÖCHINGER, B. (Ed.): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. – 30–34, Geol. B.-A., Wien.
- KÖSTLER, H.J. (1993): Der ehemalige Manganerz-Bergbau auf der Glöcklkalpe im Bodinggraben bei Molln (Oberösterreich). – *Res montanarum*, **6**, 10–15, Leoben.
- KÖSTLER, H.J. (1994): Zur Geschichte der Bergbaus auf Eisenerz, Kohle und Bauxit in der Unterlaussa im Reichraminger Hintergebirge. – *Oberösterr. Heimatbl.*, **48**, 18–45, Linz.
- KRENMAYR, H.G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KRISAI, R. & WIMMER, F.X. (2000): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an ausgewählten Mooren im Nationalpark Kalkalpen. – In: BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT: Forschung im Nationalpark. – 46–49.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & HAMEDANI, A. (1973): Eine spezifische Mikrofaunen-Vergesellschaftung aus den Opponitzer Schichten etc. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **143**, 193–222, Stuttgart.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1 : 200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. – 25 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001b): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1 : 200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MOTSCHKA, K., MEURERS, B., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G., ZYCH, D., OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (2006a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006c): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000: Geologische Karte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KUDERNATSCH, J. (1850): Bericht über die Arbeiten der Section II. – *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **2**, 625–627, Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – *Verh. III. Internat. Quartärkonferenz*, 141–147, Wien.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorpalen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 17–54, Wien.
- LÖGTERS, H. (1937a): Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. – *Jb. Oberösterr. Musealver.*, **87**, 369–437, Linz.
- LÖGTERS, H. (1937b): Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buchdenkmal). – *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **16**, 85–116, Hamburg.
- LOOK, E.-R. (Red.) (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – *Angew. Landschaftsökol.*, **10**, 1–105, Bonn – Bad Godesberg.

- LUKENEDER, A. (2000): Bericht 1998 über stratigraphische Untersuchungen eines Faziesüberganges zwischen Steinmühl-Formation und Schrambach-Formation auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **142/3**, 393–394, Wien.
- LUKENEDER, A. (2001): Siphuncle Structures in Barremian (Lower Cretaceous) Ammonites from Austria. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **102/A**, 69–83, Wien.
- LUKENEDER, A. (2002): Shell accumulation of the brachiopod *Pygope catulloi* Pictet 1867 (Early Valanginian; Northern Calcareous Alps, Upper Austria): Palaeoecological implications. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **103/A**, 143–159, Wien.
- LUKENEDER, A. (2003): The *Karsteniceras* Level: Dysoxic ammonoid beds within the Early Cretaceous (Barremian, Northern Calcareous Alps, Austria). – Facies, **49**, 87–100, Berlin.
- LUKENEDER, A. (2004a): A Barremian ammonoid association from the Schneeberg Syncline (Early Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **106/A**, 213–225, Wien.
- LUKENEDER, A. (2004b): Stratigraphische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoideen in der Losensteiner Mulde (Ternberger Decke, Nördliche Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **144/2**, 173–189, Wien.
- LUKENEDER, A. (2004c): The *Olcostephanus* Level: An Upper Valanginian ammonoid mass-occurrence (Lower Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). – Acta Geologica Polonica, **54/1**, 23–33, Warszawa.
- LUKENEDER, A. (2004d): Late Valanginian ammonoids: Mediterranean and Boreal elements – implications on sea-level controlled migration (Ebenforst Syncline, Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – Austr. J. Earth Sci., **95/96**, 46–59, Wien.
- LUKENEDER, A. (2005a): An Early Cretaceous ammonoid association from Upper Austria (Late Valanginian, Northern Calcareous Alps). – Beitr. Paläont. Österr., **29**, 1–13, Wien.
- LUKENEDER, A. (2005b): First nearly complete skeleton of the Cretaceous duvaliid belemnite *Conobelus*. – Acta Geologica Polonica, **55/2**, 147–162, Warsaw.
- LUKENEDER, A. (2005c): Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian, Northern Calcareous Alps; Upper Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **98**, 34–51, Wien.
- LUKENEDER, A. & HARZHAUSER, M. (2003): *Olcostephanus guebhardi* as cryptic habitat for an Early Cretaceous coelobite community (Valanginian, Northern Calcareous Alps, Austria). – Cretaceous Research, **24**, 477–485, Amsterdam.
- LUKENEDER, A. & REHÁKOVÁ, D. (2004): Lower Cretaceous section of the Ternberg Nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria): facies-changes, biostratigraphy and paleoecology. – Geologica Carpathica, **55**, 227–237, Bratislava.
- LUKENEDER, A. & REHÁKOVÁ, D. (2007): Chronostratigraphic significance of an early Valanginian (Cretaceous) calpionellid association (Hochkogel section, Upper Austria, Northern Calcareous Alps). – Geological Quarterly, **51**, 27–38, Warsaw.
- LUKENEDER, A. & TANABE, K. (2002): In situ finds of aptychi in the Barremian of the Alpine Lower Cretaceous (Barremian, Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – Cretaceous Research, **23**, 15–24, Amsterdam.
- MATHUR, A.C. (1974): Der massige rote Kalk des Lias und Dogger in der Hochlerch-Silleck-Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974/5**, 287–293, Stuttgart.
- MATHUR, A.C. (1975): A Deeper Water Mud Mound Facies in the Alps. – J. Sediment. Petrol., **45**, 787–793.
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. – Vermessung & Geoinformation, **2**, 90–94, Wien.
- MINDSZENTY, A., GÁL-SOLYMOŠ, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, G., RUTTNER, A.W., BÖRÖCZKY, T. & KNAUER, J. (1991): Extraclasts from Cretaceous/Tertiary bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary results and tentative geological interpretation. – Jubiläumsschr. 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1., 309–345, Wien.

- MORLOT, A. V. (1847a): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. – 212 S., Braumüller, Wien.
- MORLOT, A. V. (1847b): Mitteilung über die Gegend von Grossau und vom Pechgraben etc. – Ber. Mitth. Freunde Naturwiss. Wien, **2** (1846), 157–163, Wien.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. Zusammenfassender Bericht Projekt Ü-LG-038/94–98. – Ber. Geol. B.-A., **48**, 33 Bl., Wien.
- MOSHAMMER, B. (2009): Geologie (Mikrofazies, Mineralogie-Petrographie), Gesteinschemie und Weißmetrik ausgewählter Marmor-, Kalkstein-, Dolomit- und Kalkspatvorkommen in Österreich. Geologie und Rohstoffparameter von Kalkstein- und Dolomitvorkommen. – Endbericht Projekt Ü-LG 51/2005–2007, 75 S., Geol. B.-A., Wien.
- MOSSBAUER, L. (1989): Tektonik und Fazies in der südlichen Reichraminger Decke westlich der Krummen Steyr, nördlich des Sengengebirges (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 147 S., Wien.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT). – Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000, Geol. B.-A., Wien.
- MÜLLER, A.M. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 282–284, Wien.
- MÜLLER, W.H. (1982): Zur Entstehung der Rauhwacke. – Eclogae geol. Helv., **75**, 481–494, Lausanne.
- MÜLLER-DEILE, G. (1940): Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 330–378, Stuttgart.
- NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – Geo.Alp, **3**, Festschrift Rainer Brandner, 93–145, Innsbruck.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien.
- OZVOLDOVA, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligen Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 479–494, Wien.
- PAVLIK, H. (1989): Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstale (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 97 S., Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – 393 S., Leipzig.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PETRASCHEK, W. (1926): Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. – 484 S., Kattowitz Verlag, Kattowitz.
- PFLIEDERER, S., BRÜGGEMANN, H. & REITNER, H. (1997): Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den oberösterreichischen Kalkvorbergen nordöstlich der Enns. 1. Zwischenbericht. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-030/97–99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11263-R, 34 Bl., Wien.

- PFLIEDERER, S., ARNDT, R., HÜBL, G., RÖMER, A., DECKER, K., PIRKL, H., RANK, D., PAPESCH, W., REITNER, H., KLEIN, P. & DENK, W. (1998): Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den oberösterreichischen Kalkvoralpen nordöstlich der Enns. 2. Zwischenbericht. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-030/97–99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11341-R, 51 Bl., Wien.
- PFLIEDERER, S., ARNDT, R., HÜBL, G., RÖMER, A., BRÜGGEMANN, H., DECKER, K., HEINRICH, M., KLEIN, P., KREUSS, O., PIRKL, H. & REITNER, H. (1999): Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den oberösterreichischen Kalkvoralpen nordöstlich der Enns. Endbericht 1999. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-030/97–99, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11450-R, 121 Bl., 9 Beil., 2 Anh., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., HUSEN, D. VAN, KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Österr. Akad. Wiss. u. Österr. Strat. Komm., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Zur Klärung der geologischen Situation am Süden der Weyerer Bögen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 93–108, Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **77**, 641–670, Stuttgart.
- POLL, K. (1972): Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh., **88**, 72 S., Erlangen.
- POSCHER, G. (1991): Karbonatrohstoffe in Oberösterreich: Endbericht. Teil 2. Untersuchungsgebiete von OA 19/2 [Projektlitg. MOSTLER, H.]. – Unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-019 /88, Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 08001-R, 34 Bl., Innsbruck.
- PREY, S. (1945): Gutachten über das Kohlevorkommen im Pechgraben (Ennstal) bei Großraming und Buchschachen bei Neustift. – Unveröff. Ber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. 14150-R, 13 Bl., Wien.
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a.d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165, Wien.
- PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysch und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 189–217, Springer, Wien.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung: Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A – Aeromagnetik Alpen, 27 S., 5 Anl., Hannover.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben, 82 S., Anh., Leoben.
- REITER, E. (2006): Das Leopold von Buch-Denkmal bei Großraming (Oberösterreich) im Spiegel alter Postkarten. – Oberösterreich. Geonachrichten, **21**, 27–35, Linz.
- ROHATSCH, A. (1988): Die Geologie der Ebenforstmulde zwischen „Großem Bach“ und „Krummer Steyring“ (Oberösterreich, Nördliche Kalkalpen, Reichraminger Decke). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 115 S., Wien.
- ROSENBERG, G. (1959): Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, Nördliche Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, 92–121, Wien.
- ROSENBERG, G. (1965): Rand-Kalkalpines aus den Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., **1965**, 2–8, Wien.

- RUHL, M., KÜRSCHNER, W.M. & KRYSSTYN, L. (2009): Triassic–Jurassic organic carbon isotope stratigraphy of key sections in the western Tethys realm (Austria). – *Earth and Planetary Science Letters*, **281**, 169–187, Amsterdam.
- RUTKAY, E. (1981): Typologie und Chronologie der Mondsee-Gruppe. – In: STRAUB, D. (Red.): *Das Mondsee-Land* (Katalog zur Landesausstellung Oberösterreich). – 269–294, Linz.
- RUTTNER, A. (1970): Die Bauxit-Vorkommen in der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläographische Bedeutung. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **56/2**, 131–134, Budapest.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1956): Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 221–256, Wien.
- SACHSENHOFER, R. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **80**, 1–45, Wien.
- SANDERS, D. & PONS, J.M. (1999): Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **148**, 249–284, Amsterdam.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen (Oberrhät-Riff-Kalke, Salzburg). – *Facies*, **1**, 3–245, Berlin.
- SCHERMANN, O. (1980): Über die Genese einer Uranmineralisation in der Gosau der Unterlaussa. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, 371–372, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66–67**, 165–193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Neritische Oberjura- und Unterkreide-Kalkgerölle aus den Losensteiner Schichten (Alb–Cenoman) der Typlokalität Stiedelsbachgraben (Oberösterreich; Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **37**, 83–95, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1992): Benthonische Foraminiferen aus Flachwasserkarbonaten der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosauschichtgruppe, Österreich). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **84**, 327–353, Wien.
- SCHNABEL, W. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Grestener Klippenzone (westliche niederösterreichische Voralpen) mit großregionalen Faziesvergleichen auf den Blättern 54 Melk, 71 Ybbsitz und 72 Mariazell. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 301–302, Wien.
- SCHNABEL, W. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen (Umgebung Scheibbs – Blassenstein) auf Blatt 54 Melk. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 251–254, Wien.
- SCHNABEL, W. (1992): Bericht 1989–1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 683–685, Wien.
- SCHNABEL, W., FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHÖN, J. (1983): *Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen*. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität). – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (2001): Magnetische Karte 1 : 200.000 – Isanomalien der Totalintensität (ΔT). – In: KRÖLL, A. & WESSELY, G.: *Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete*. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SEITZ, O. (1967): Die Inoceramen des Santon und Unteroccampan von Nordwestdeutschland, III. Teil. – *Beih. Geol. Jb.*, **75**, 171 S., Hannover.
- SEYFRIED, H. (1980): Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betischen Kordilliere (Südost-Spanien). – *Geol. Rundschau*, **70**, 801–841, Stuttgart.

- ŚLĄCZKA, A., GASIŃSKI, M.A., BĄK, M. & WESSELY, G. (2009): The clasts of Cretaceous marls in the conglomerates of the Konradsheim Formation (Pöchlau quarry, Gresten Klippen Zone, Austria). – *Geologica Carpathica*, **60**, 151–164, Bratislava.
- SOLOMONICA, P. (1934): Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmals. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **26**, 207–211, Wien.
- SOLOMONICA, P. (1935): Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien und der angrenzenden Gebiete. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **27**, 1–149, Wien.
- SPAUN, G. (1964): Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **14**, 149–184, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*. – 302–413, Deuticke, Wien.
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 193–212, Wien.
- SPITZ, A. (1916): Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1916**, 88–93, Wien.
- STERNBACH, G. v. (1865): Bergbau im Pechgraben. – In: LIPOLD, M.V. (Red.): *Das Kohlegebiet in den nördlichen Alpen*. – *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **15**, 54–64, Wien.
- STUR, D. (1855): Über die Ablagerungen des Neogen (Miocen und Pliocen), Diluvium und Alluvium im Gebiet der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung (vorgelegt in der Sitzung vom 26. April 1855). – *Sitz. Ber. k. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl.*, **16**, 477–539, Wien.
- SUMMESBERGER, H. (1992): Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **94**, 103–133, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisicerus haberfellneri* (HAUER 1866). – *Beitr. Paläont. Österr.* **21**, 1–75, Wien.
- THÖNI, M. (1991): Neue Rb/Sr-Daten an Mineralien und Gesteinen des Leopold von Buchdenkmals und am Tonalit von Schaitten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **37**, 157–162, Wien.
- TIETZE, E. (1885): Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpaten. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, **16/17**, 379–390, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **14**, 89–124, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **58**, 103–207, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich. Band II: Außerzentralalpiner Anteil*. – 710 S., Deuticke, Wien.
- TRAUTH, F. (1908): Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **1**, 112–134, Wien.
- TRAUTH, F. (1909): Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. – *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orients*, **22**, 1–142, Wien.
- TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **14**, 105–265, Wien.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **29**, 473–573, Wien.
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1948**, 145–218, Wien.

- TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 89–140, Wien.
- VASIČEK, Z. & FAUPL, P. (1996a): Die Cephalopoden aus den Rossfeldschichten der Reichraminger Decke (Obervalanginium, oberösterreichische Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., **139**, 101–125, Wien.
- VASIČEK, Z. & FAUPL, P. (1996b): Late Valanginian cephalopods in relation to the palaeogeographic position of the Rossfeld and Schrambach Formation of the Reichraming Nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **11/12**, 1421–1432.
- VASIČEK, Z. & FAUPL, P. (1998): Late Valanginian cephalopods in relation to the palaeogeographic position of the Rossfeld and Schrambach Formation of the Reichraming Nappe (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1996**, 1421–1432, Stuttgart.
- VASIČEK, Z. & FAUPL, P. (1999): Zur Biostratigraphie der Schrambachschichten in der Reichraminger Decke (Unterkreide, oberösterreichische Kalkalpen). – Abh. Geol. B.-A., **5/72**, 593–624, Wien.
- WADE, B.S., PEARSON, P.N., BERGGREN, W.A. & PÄLIKE, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – Earth-Science Reviews, **104**, 111–142, Amsterdam.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 663–685, Wien.
- WAGREICH, M. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 432–433, Wien.
- WAGREICH, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kreideserien auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 475–476, Wien.
- WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **93** (2000), 31–54, Wien.
- WAGREICH, M. (2009): Stratigraphic constraints on climate control of Lower Cretaceous oceanic red beds in the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: HU, X., WANG, C., SCOTT, R.W., WAGREICH, M. & JANSA, L. (Eds.): Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleogeographic and Paleoclimatic Significance. – SEPM Spec. Publ., **91**, 91–98.
- WAGREICH, M. & SACHSENHOFER, R.F. (1999): Organic carbon-rich calcareous shales in the Lower Albian of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1997**, 951–962, Stuttgart.
- WEIDICH, K.F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**, 1–187, München.
- WEIGEL, O. (1937): Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 11–40, Wien.
- WEIGL, H. (1952): Referat für die 2. Besprechung des Arbeitskreises 4 über Wasserkraftplanung an der Enns zwischen Gesäuseeingang u. Mündung i. d. Donau. – Unveröff. Ber., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 14458-R.17, 20 Bl., Salzburg.
- WERNECK, W.L. (1980): Oberösterreichs Rohstoffvorkommen in Raum und Zeit. (Stratigraphische Zuordnung und wirtschaftliche Bedeutung). – Jb. Oberösterreich. Musealver., **125**, 183–222, Linz.
- WESSELY, G. (1991): „Das Alpenvorland“ und „Die Alpen“ (Voraussetzungen und Stand des Aufschlusses) in: Exploration von Kohlenwasserstoffen in Oberösterreich. – Magazin ÖMV Gruppe, **1**, April 1991, 38–49, Wien.

- WESSELY, G. (1993a): Geologischer Tiefbau Flysch – Kalkalpenzone. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O.: Erdöl und Erdgas in Österreich (vollst. überarb. und erw. 2. Aufl.). – Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N.F., **19**, Beil. 9, Wien.
- WESSELY, G. (1993b): IV. 5. Lagerstätten und KW-Funde in sowie unter den Nordalpen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O.: Erdöl und Erdgas in Österreich. – Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N.F., **19**, 468–477, Wien.
- WESSELY, G. & ZIMMER, W. (1993): Alpine Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. und -Ing., **60/137**, 33–49, Zürich.
- WICHER, C.A. & BETTENSTAEDT, F. (1957): Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. – Geol. Bavarica, **30**, 3–54, München.
- WIDDER, R. (1986): Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites. Diskussion alter und neuer Argumente. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **33**, 287–307, Wien.
- WIDDER, R. (1987): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 161 S., Wien.
- WIDDER, R. (1988a): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben/O.Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 79–133, Wien.
- WIDDER, R. (1988b): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Grestener Klippenzone und deren Rahmen auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 424–427, Wien.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S., Springer, Berlin.
- WILSON, J.L. & JORDAN, C. (1983): Middle Shelf. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **33**, 297–343.
- WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotopes and sandstone records of the western Tethys. – Earth Planetary Sci. Letters, **220**, 69–82, Amsterdam.
- ZACHER, W. (1966): Die kalkalpinen Kreideablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **6**, 213–228, München.
- ZEITLINGER, J. (1954): Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – Jb. Oberösterreich. Musealver., **99**, 189–243, Linz.
- ZIRKL, E.J. (1955): Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim Wh. Ratscher bei Kirchdorf an der Krems (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 216–221, Wien.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **65**, 14 S., Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **9**, 155–175, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001a): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1 : 200.000: Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere). – Geol. B.-A., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001b): Das Schwerefeld der niederösterreichischen Molasse. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 11–17, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006a): Molassezone Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000: Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere). – Geol. B.-A., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006b): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MOTSCHKA, K., MEURERS, B., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G., ZYCH, D., OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 8–14, Geol. B.-A., Wien.

Geologische Zeitskala

| | | | | | | | |
|----------------------------------|----------------------------|-------------------|------------|-----------------|--------------|-----------------|------|
| P H A N E R O Z O I K U M | K Ä N O Z O I K U M | QUARTÄR | HOLOZÄN | WURM | 0,01 | Millionen Jahre | |
| | | | PLEISTOZÄN | RISS | | | |
| | | MINDEL | | | | | |
| | | GÜNZ | | | | | |
| | | PRÄGÜNZ | | | | | |
| | | (T E R T I Ä R) | NEOGEN | PLIOZÄN | ROMANIUM | | 2,59 |
| | | | | | DACIUM | | 5,33 |
| | | | | MIOZÄN | PONTIUM | | |
| | | | | | PANNONIUM | | |
| | | | | | SARMATIUM | | |
| | | | | | BADENIUM | | |
| | | | KARPATIUM | | | | |
| | | | OTTNANGIUM | | | | |
| | | | PALÄOGEN | OLIGOZÄN | KISCELLIUM | | 23 |
| | EOZÄN | | | | PRIABONIUM | | 33,7 |
| | | | | BARTONIUM | | | |
| | | | | LUTETIUM | | | |
| | | | | YPRESIUM = CUIS | 55,8 | | |
| | PALEOZÄN | | | THANETIUM | | | |
| | | SEELANDIUM | | | | | |
| | DANIUM | 65,5 | | | | | |
| | M E S O Z O I K U M | KREIDE | OBERE | MAASTRICHIUM | 70,6 | | |
| | | | | CAMPANIUM | 83,5 | | |
| | | | | SANTONIUM | 85,8 | | |
| | | | | CONIACIUM | 89,3 | | |
| | | | | TURONIUM | 93,5 | | |
| | | | | CENOMANIUM | 99,6 | | |
| | | | UNTERE | ALBIUM | 112 | | |
| APTIUM | | | | 125 | | | |
| BARREMIUM | | | | 130 | | | |
| HAUTERIVIUM | | | | 136,4 | | | |
| VALANGINIUM | | | | 140,2 | | | |
| BERRIASIUM | | | | 145,5 | | | |
| JURA | | | | OBERER („MALM“) | TITHONIUM | 150,8 | |
| | | | | | KIMMERIDGIUM | 155,7 | |
| | OXFORDIUM | 161,2 | | | | | |
| MITTLERER („DOGGER“) | CALLOVIUM | 164,7 | | | | | |
| | BATHONIUM | 167,7 | | | | | |
| | BAJOCIUM | 171,6 | | | | | |
| | AALENIUM | 175,6 | | | | | |
| UNTERER („LIAS“) | TOARCIUM | 183 | | | | | |
| | PLIENSBACHIUM | 189,6 | | | | | |
| | SINEMURIUM | 196,5 | | | | | |
| TRIAS | | HETTANGIUM | 199,6 | | | | |

Fortsetzung Seite 117 ►

| | | | | | | | |
|----------------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------|---------------|--------------------|---------------|-------|
| P H A N E R O Z O I K U M | MESOZOIKUM | JURA | | | 199,6 | | |
| | | TRIAS | OBERE | RHAETIUM | 203,6 | | |
| | | | | NORIUM | 216,5 | | |
| | | | | CARNIUM | 228 | | |
| | | | MITTLERE | LADINIUM | 237 | | |
| | | | | ANISIUM | 245 | | |
| | | | UNTERE („SKYTH“) | OLENEKIUM | 249,7 | | |
| | | | | INDUIUM | 251 | | |
| | | | PALÄOZOIKUM | PERM | OBERES (LOPINGIUM) | CHANGHSINGIUM | 253,8 |
| | | | | | | WUCHIAPINGIUM | 260 |
| | MITTLERES (GUADALUPIUM) | | | | CAPITANIUM | 265,8 | |
| | | WORDIUM | | | 268 | | |
| | | ROADIUM | | | 270,6 | | |
| | UNTERES (CISURALIUM) | KUNGURIUM | | | 275,6 | | |
| | | ARTINSKIUM | | | 284,4 | | |
| | | SAKMARIUM | | | 294,6 | | |
| | | ASSELIUM | | | 299 | | |
| | KARBON | OBERES (PENNSYLVANIUM) | | GZHELIUM | 303,9 | | |
| | | | | KASIMOVIIUM | 306,5 | | |
| | | | | MOSKOVIIUM | 311,7 | | |
| | | | | BASHKIRIUM | 318,1 | | |
| | | UNTERES (MISSISSIPPIUM) | | SERPUKHOVIIUM | 326,4 | | |
| | | | | VISEUM | 345,3 | | |
| | | | | TOURNAISIUM | 359,2 | | |
| | | | | FAMENNIUM | 374,5 | | |
| | | | | FRASNIUM | 385,3 | | |
| | DEVON | OBERES | GIVETIUM | 391,8 | | | |
| | | | EIFELIUM | 397,5 | | | |
| | | UNTERES | EMSIUM | 407 | | | |
| | | | PRAGIUM | 411,2 | | | |
| | | | LOCHKOVIIUM | 416 | | | |
| | | | PRIDOLIUM | 418,7 | | | |
| SILUR | OBERES | LUDLOWIUM | 422,9 | | | | |
| | | WENLOCKIUM | 428,2 | | | | |
| | UNTERES | LLANDOVERYUM | 443,7 | | | | |
| ORDOVIZIUM | OBERES | HIRNANTIUM | 449 | | | | |
| | | | 460,9 | | | | |
| | MITTLERES | DARRIWILIUM | 465 | | | | |
| | | | 471,8 | | | | |
| | UNTERES | TREMADOCIUM | 485 | | | | |
| KAM-BRIUM | OBERES | | 488,3 | | | | |
| | | | 501 | | | | |
| | MITTLERES | | 513 | | | | |
| UNTERES | | 542 | | | | | |
| PROTEROZOIKUM | | | | | 2500 | | |
| ARCHAIKUM | | | | | 4600 | | |

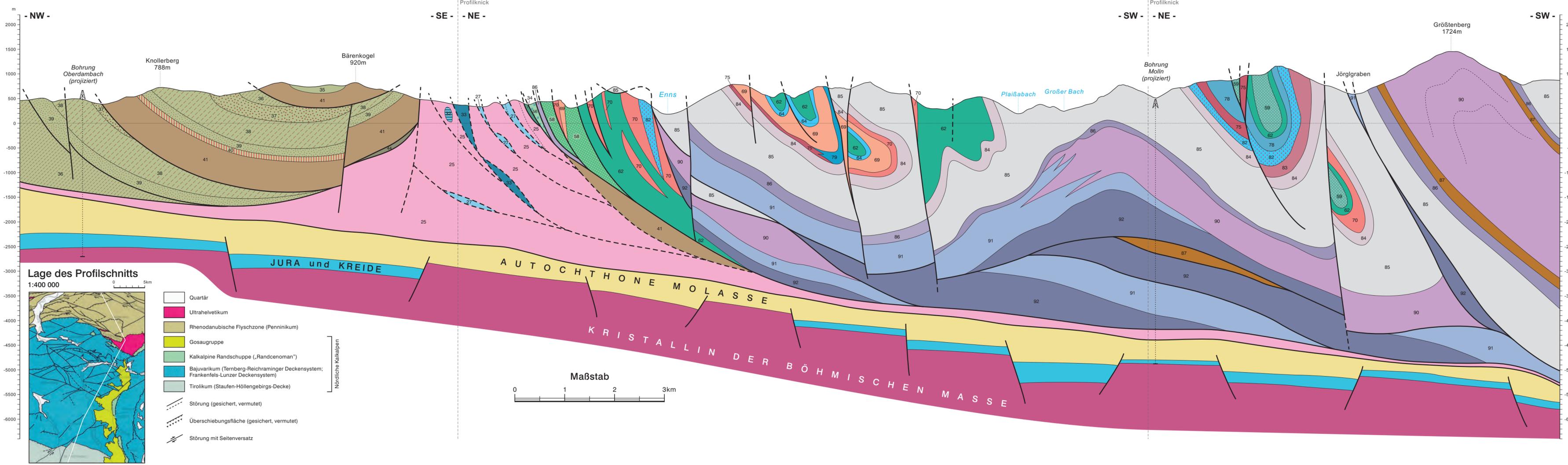
Entstehung der Erde

Grau hinterlegt sind jene Zeitbegriffe, die in diesen Erläuterungen und in der dazu gehörigen Geologischen Karte Blatt 69 – Großbraming Verwendung finden und somit den zeitlichen Umfang der Gesteine und geologischen Prozesse dieses Kartenblattes widerspiegeln (zusammengestellt nach: GRADSTEIN et al., 2004; PILLER et al., 2004; GIBBARD et al., 2010)

13. Falttafeln

Tafel 1

Tafel 1
Erläuterungen 69 Großraming



Nummern gemäß Legende auf GÖK 69 GROSSRAMING

ULTRAHELWETIKUM

- 25 Buntmergelerde (spätes Albium – Lutetium)
- 27 Blassenstein-Formation, Arthofer Kalk (dünnbankiger, mikritischer Kalk und Mergelkalk mit Tonstein- und Tonmergelzwischenlagen; Kimmeridgium – Neokom)
- 32 Waidhofen-Formation, „Posidonienschichten“ (siltiger Tonmergel mit vereinzelt Sandkalkbänken; oberer Unterjura – Mitteljura)
- 33 Gresten-Formation (Konglomerat, Arkosandesstein, Tonstein, selten Sandkalk, Kohle; Unterjura)
- 34 Serpentin (Element der Ybbsitzer Klippenzone?)

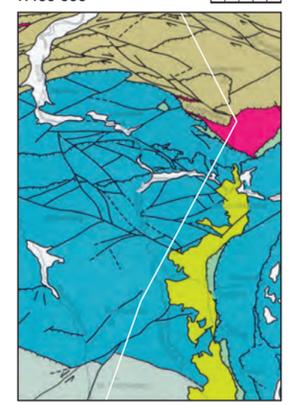
RHENODANUBISCHE FLYSCHZONE

- 35 Altengbach-Formation (turbiditische Abfolge von quarz- und glimmerreichem Sandstein, Kalksandstein, Tonstein und Tonmergel; Maastrichtium – Paleozän)
- 36 Acharting-Subformation (tonmergelreicher, dünn- bis mittelbankiger Flysch mit „Mürbsandsteinbänken“; spätes Maastrichtium – Paleozän)
- 37 Kotgraben-Subformation (sandsteinreicher, mittel- bis dickbankiger Flysch; Maastrichtium)
- 38 Ahornleiten-Subformation (kalkmergelreicher, mittel- bis dickbankiger Flysch; Maastrichtium)
- 39 Roßgraben-Subformation (sandsteinreicher, mittel- bis dickbankiger Flysch)
- 40 Perneck-Formation, „Oberste Bunte Schiefer“ (Siltstein, bunter Tonstein, Tonmergel; spätes Campanium – ?Maastrichtium)
- 41 Röhrenbach-Subgruppe, „Zementmergelerde“ (turbiditische Abfolge von Kalksandstein, Siltstein und Kalkmergel; Campanium) und Seisenburg-Formation („Obere Bunte Schiefer“; Siltstein, bunter Tonstein, Tonmergel; ?Coniacium – unteres Campanium)
- 44 Gaultflysch (turbiditische, dunkelgraue Abfolge von Quarzsandstein und Tonstein; Aptium – Albium)

NÖRDLICHE KALKALPEN

- 56 Sandstein und Konglomerat der kalkalpinen Randschuppe („Randcenoman“; Aptium – Albium)
- 58 Losenstein- und Tannheim-Formation (siltiger Mergel, Siltstein, Sandstein, Konglomerat; Aptium – unteres Cenomanium)
- 59 Roßfeld-Formation (Sandstein, siltiger Mergel; Obervalanginium)
- 62 Schrambach-Formation (hellgrauer, mikritischer Mergelkalk, Kalk-Mergel-Rhythmiten, im Bereich der Schnebergmulde auch reichlich siliziklastische Turbidite; Berriasium – Barremium)
- 64 Bunter „Oberjurakalk“
- 69 Chiemgau-Formation (dünnbankiger, kieseliger Spatkalk; Mitteljura)
- 70 Bunter Jurakalk i. a.
- 75 Hierlatzkalk (Crinoidenspatkalk; Unterjura)
- 78 Scheibelberg- und Kirchstein-Formation („Liaskieselkalk“; gebankter Hornsteinknollenkalk; Unterjura)
- 79 Allgäu-Formation (gebankter Fleckenkalk und Mergelkalk, Mergel; Unterjura)
- 82 „Oberhätalk“ (braun, dickbankig, Detrituskalk, oolithischer Kalk)
- 83 Kössen-Formation (grauer Mergelkalk und Mergel; Rhätium)
- 84 Plattenkalk (hellgrau, dickbankig, wechsellagernd mit Dolomitbänken; Norium)
- 85 Hauptdolomit (Norium)
- 86 Opponitz-Formation (gebankter Kalk oder Mergelkalk, im Norden vorwiegend Rauhwacken; Karnium)
- 87 Lunz-Formation (braun verwitternder Sandstein, dunkelgrauer Tonstein; Karnium)
- 90 Wettersteinkalk (Ladinium – Karnium)
- 91 Reifling-Formation (weilig bis knollig geschichteter Hornsteinkalk mit Einschaltungen von aliodapischen Kalkbänken (= Raminger Kalk); oberes Anisium – Ladinium)
- 92 Gutenstein-Formation (dünnbankiger, bituminöser Kalk; Anisium)

Lage des Profilschnitts
1:400 000

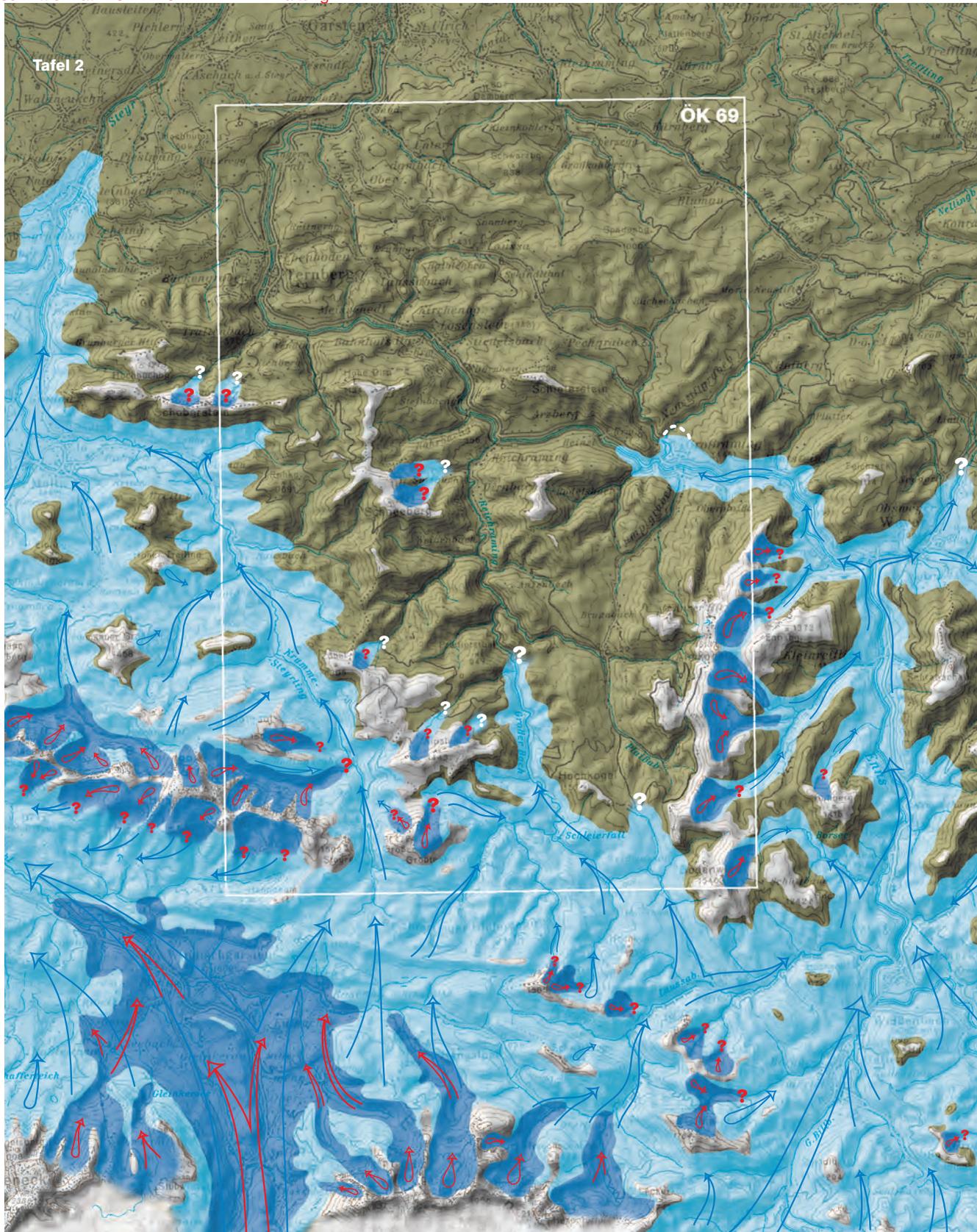


- Quartär
- Ultrahelvetikum
- Rhenodanubische Flyschzone (Penninikum)
- Gosaugruppe
- Kalkalpine Randschuppe („Randcenoman“)
- Bajuvarikum (Ternberg-Reichraminger Deckensystem; Frankenfels-Lunzer Deckensystem)
- Tirolikum (Staufen-Höllengebirgs-Decke)
- Nördliche Kalkalpen
- Störung (gesichert, vermutet)
- Überschiebungsfäche (gesichert, vermutet)
- Störung mit Seitenversatz



Tafel 2

ÖK 69



Tafel 2
Erläuterungen
69 Großraming



Würmzeitliche
Gletscher-
ausdehnung,
? Ende
unbekannt



Rißzeitliche
Gletscher-
ausdehnung
? Ende
unbekannt



Weitester
Eisvorstoß nördl.
Großraming



Karraum,
Fließrichtung
des Eisstromes



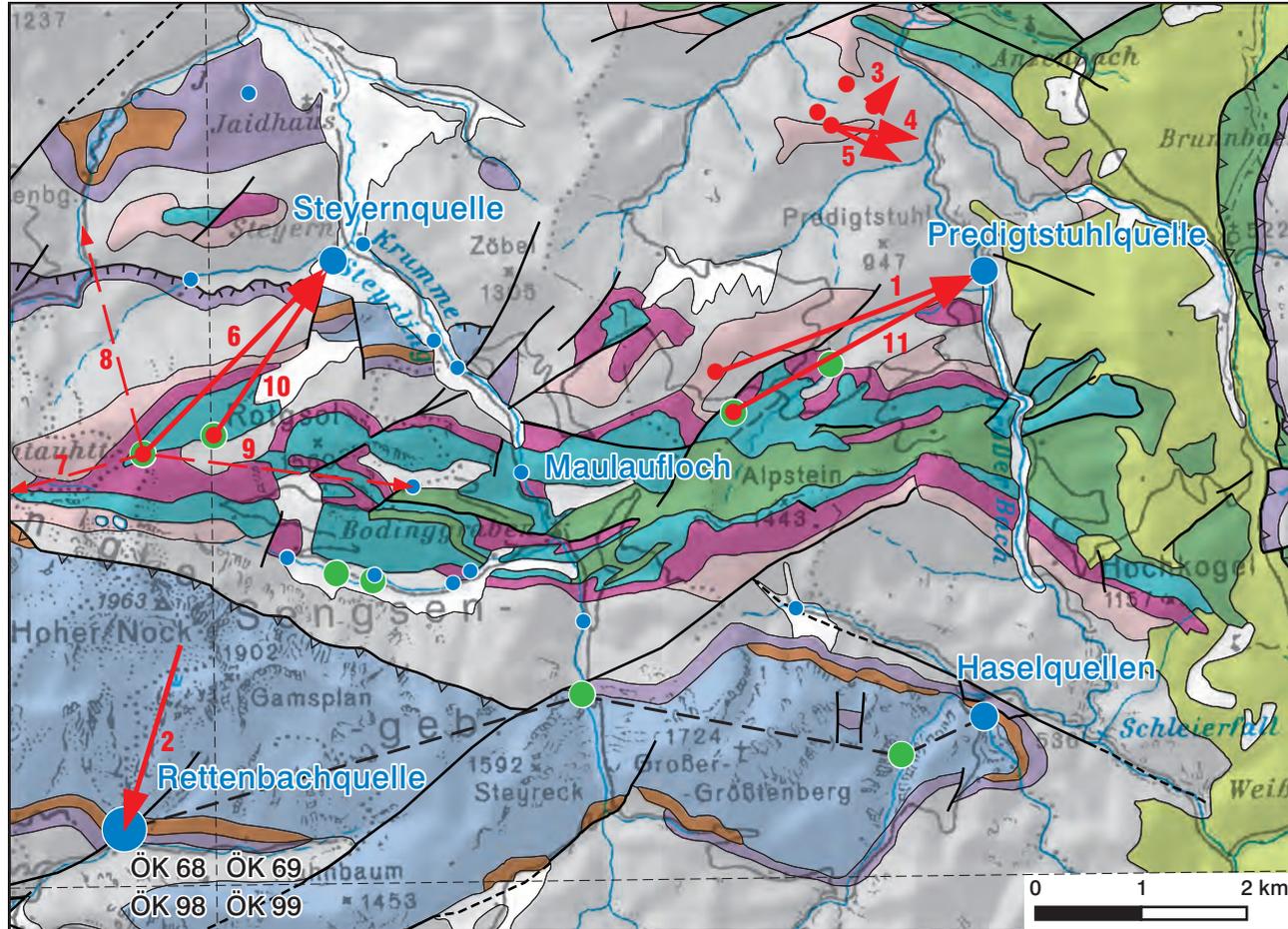
Firnkämme (Würm)



Topographie: BEV – 2011,
vervielfältigt mit Genehmigung
des BEV – Bundesamtes für
Eich- und Vermessungswesen
in Wien, T2011/79455.

Reliefschummerung abgeleitet
aus SRTM-90 Daten
(Shuttle Radar Topography
Mission USGS 2003).

Tafel 3



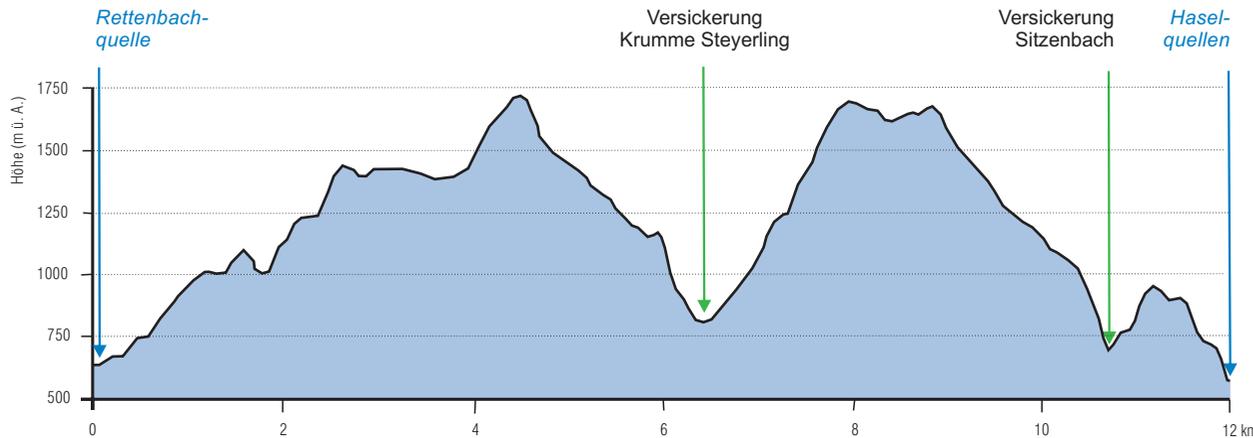
Geologie nach Krenmayr & Schubert (2006)

Tafel 3

Erläuterungen
69 Großbraming

Ausgewählte Ergebnisse der Tracerversuche
von Haseke (1995b, 1997, 2000, 2004)

- Quartär
- Gosau-Gruppe
- Unterkreide i. A.
- Jura i. A.
- Rhät i. A.
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Opponitz-Formation
- Lunz-Formation
- Wettersteinkalk
- Störung
- Deckengrenze
- Schuppengrenze
- Quellen, mittlere Schüttung
 - 5 - 50 l/s
 - 50 - 500 l/s
 - >500 l/s
- Bachschwinde
- Einspeisungsort
- Farbdurchgang, stark
- Farbdurchgang, schwach
- 3 Nähere Angaben Tab.4
- Lage des Schnittes



W-E-Schnitt durch die Wettersteinkalkantiklinale des Sengengebirges
mit den bedeutendsten Bachversickerungen und Karstquellen.
Schnittlage siehe oben.

Die Krumme Steyerling versickert im Alluvium der Krahlalmweiteung (Haseke 1991b, S. 31 und 1995a, TB 5330-103 Rumpmayrreut). Ob von der Krummen Steyerling Sickerwasser auch an den Wettersteinkalk abgegeben wird, ist nicht bekannt. Die Rettenbachquelle und die Haselquellen bilden offenbar die Vorflut für die im verkarsteten Wettersteinkalke versickernden Wässer.